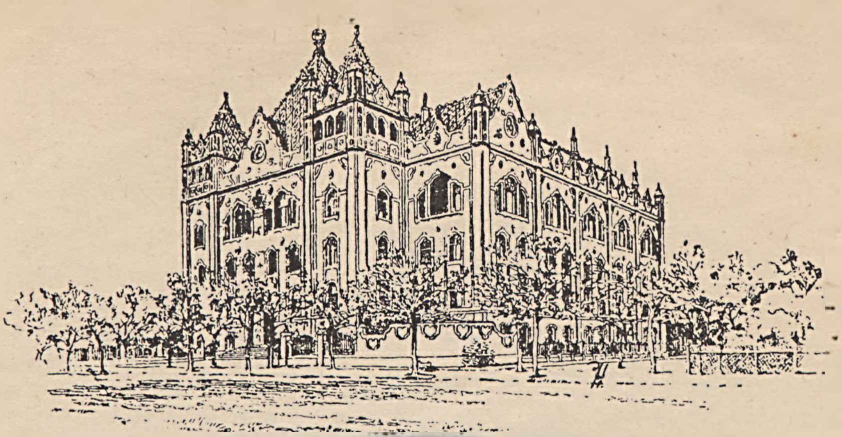
Mitteil.
U. G. A.

29



A MAGYAR KIR. FÖLDTANI INTÉZET ÉVKÖNYVE

(MITTEILUNGEN AUS DEM JAHRBUCHE DER KÖN. UNG. GEOL. ANSTALT — ANNALES INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI)

XXIX.

(1930—1933.)



A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDMÍVELÉSÜGYI MINISZTER FENNHATÓSÁGA ALATT ÁLLÓ M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET KIADVÁNYA.

BUDAPEST
STÁDIUM SAJTÓVÁLLALAT RÉSZVÉNYTÁRSASÁG
1933.

TARTALOMJEGYZÉK.

(INHALTSVERZEICHNIS — TABLE DES MATIÈRES — TABLE OF CONTENTS.)

1.

ÜBER DIE RIVALITÄT DER BODEN- UND LUFTKLIMATISCHEN FAKTOREN BEI DER BODENTYPENBILDUNG

BEITRÄGE ZUR FRAGE DER BEWÄSSERUNG DER UNGARISCHEN TIEFEBENE

VON
DR. EMIL SCHERF

MIT 4 FIGUREN UND 1 TAFEL

Ann. Inst. Reg. Hung. Geol. XXIX.

Manuscriptum conclusum . 10. V. 1930.
Datum editionis . . . . 15. XII. 1930.

Ex officina typographica „Stádium“, Budapestini.

Die nachfolgenden Zeilen erheben nicht etwa den Anspruch der Entdeckung eines neuen bodenbildenden Faktors, sie verfolgen vielmehr nur den Zweck, durch die Zusammenstellung einiger schon bekannter und neuer eigener Beobachtungen auf die Bedeutung aufmerksam zu machen, welche die mehr oder minder grosse Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes als Abbremser der auf den Boden einwirkenden klimatischen Entbasungstendenzen erlangen kann und zu untersuchen, unter welchen klimatischen Verhältnissen dieser Fall wirklich eintritt.

Die ersten eigenen hierher gehörigen Beobachtungen machte ich anlässlich eines einjährigen Aufenthaltes in der Schweiz im Jahre 1925—26. Ich hatte noch am Anfange meines Aufenthaltes das Vergnügen, mich einer von dem bekannten Bodenforscher Prof. G. Wiegner geführten Exkursion der Hörer des Polytechnikums Zürich anschliessen zu dürfen und erinnere mich noch lebhaft des Befremdens, mit dem ich im Alpenvorlande bei Turgi (Aargau) des eigentümlichen, fleckenweise verteilten Auftretens von Böden mit typisch saurer Vegetation unmittelbar neben Inseln mit typisch kalkholder Vegetation gewahr wurde. Damals wurde mir für diese eigentümliche Erscheinung noch keine Erklärung zuteil; sie drängte sich mir später von selbst auf, als ich von Prof. H. Schardt auf Exkursionen mit seinen Hörern in den geologischen Aufbau dieser Gegend näher eingeführt wurde.

Wir begingen gerade die Südseite der Schöfflisdorfer Egg, NW-lich von Regensberg (Kt. Zürich), als Prof. Schardt die grossen Schwierigkeiten hervorhob, die sich in diesem stark bewachsenen Gebiet der genauen geologischen Auskartierung der Nagelfluh-Plateaukappen des älteren Deckenschotters (zur Günzvereisung gehörig) auf der Unterlage der Sandsteine der miozänen oberen Süsswassermolasse (Oeningien) entgegenstellen. [1]

Beim Abstieg von der Schöfflisdorfer Platte nach Oberweningen war nun in ausgezeichneter Weise eine Erscheinung zu beobachten, die mir schon bei dem Aufstieg auf anderem Wege zur Platte aufgefallen war, dass nämlich die das Deckenschotterplateau charakterisierende Pflanzenassoziation des *Callunetum—Vaccinietum*'s bei dem Übertritt auf die Molasse als Bodenunterlage mit einem Schlage verschwand.

[1] Die Neigung des Deckenschotters, bei der Erosion steilere Geländeformen zu bilden als die Sandsteine der Molasseunterlage, kann bei der Ziehung der geologischen Grenzen nur in beschränktem Masse als Hilfsmittel dienen.

Da nun insbesondere *Calluna vulgaris* nach wiederholten Beobachtungen, die ich in den Schweizer- und Österreichischen Alpen, sowie in Westungarn (Gegend von Sopron) anstellen konnte, eine sehr scharfe Reaktionsgrenze, nämlich eine Bodenreaktion saurer als pH 5—5·5 anzeigt, unterliegt es keinem Zweifel, dass der Boden auf Deckenschotter eine bedeutende Podsolierung aufweist, die auf dem Boden mit Molassesandstein als Unterlage nicht zu beobachten war. Es ist ja bekannt, dass die für den Podsolierungsprozess so charakteristische Auswaschung von Fe_2O_3 und Al_2O_3 in durch Humussubstanzen geschütztem kolloiddispersem Zustande gerade bei dem durch *Calluna* angezeigten pH-Grenzwerte von 5—5·5 beginnt, worüber später noch Einiges zu sagen sein wird. (Später, anlässlich eines erneuten Schweizer Aufenthaltes bei Schöfflisdorf angestellte Feldbestimmungen des pH nach der Methode von St. Kühn[2] bestätigten diese Erwartung vollkommen).

Man könnte versucht sein, den verschiedenen Entbasungszustand der Böden auf der verschiedenen Gesteinsunterlage einfach darauf zurückzuführen, dass der Molassesand durch kalkiges Zement zu Sandstein verkittet ist. Es ist aber zu bemerken, dass auch in den Schottermassen Kalkzement vorkommt, durch das die losen Ablagerungen zu Nagelfluhen verkittet werden. Der Unterschied im Entbasungsgrad muss demnach offenbar in der Hauptsache auf Verschiedenheiten in der Geschwindigkeit der vertikalen Wasserbewegung von oben nach unten im Bodenprofil beruhen. Der Aufnahmsgeologe dieses Gebietes, R. Notz gibt an,[3] dass überall am Kontakte von oberer Süsswassermolasse und Deckenschotter reiche Quellenhorizonte auftreten, so gross ist der Unterschied in der Wasserdurchlässigkeit der beiden Gesteine. Im Molassesandstein wird also das Abwärtssinken des Wassers verzögert und diese Stauung bremst die Entbasung ab, wozu fördernd noch der Umstand tritt, dass der Molassesandstein stellenweise ziemlich reich an karbonatischem Zement ist.[4]

[2] R. Ballenegger zitierte in dem Artikel: Les méthodes de la cartographie des sols alcalins [salins], (Verh. d. Alkalisubkommission d. Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft, Budapest, 1929, Teil A., II. Heft, pag. 12), diese Methode, [Klärung mit $BaSO_4$ pro Röntgen,] irrtümlich als die «Methode Kühn—Scherf». Ich muss hier diese Angabe dahin richtig stellen, dass die Idee der Klärung mit $BaSO_4$ von meinem Freunde Stefan Kühn stammt und nur der zur Anwendung der Methode im Felde von der Fa. H. Jurány in Budapest in Verkehr gebrachte Apparat «Reaktiometer» in seiner Ausstattung die Frucht gemeinsamer Besprechungen von Kühn und mir ist.

[3] R. Notz: Geologische Untersuchungen an der östlichen Lägern. Inaug. Diss. vorgelegt d. Philosoph. Fakultät II. der Universität Zürich. 1924. pag. 1—59. Vgl. pag. 39.

[4] Stellenweise treten, wie z. B. bei dem Gehöft Ankenland, in diesem Gebiete an der Grenze der Oberen Süsswassermolasse und des älteren Deckenschotters wahrhaftige

Die vorhin erwähnte fleckenweise Podsolierung des Deckenschotterbodens bei Turgi hat dieselbe Ursache. Dort ist die dünnere Deckenschotterlage durch die Erosion mehr zerrissen worden und darum die Erscheinung noch auffallender.

Ich habe seinerzeit über diese Beobachtungen nichts publiziert, weil eben damals Alfr. Meyer, durch Gedankengänge seines Lehrers Georg Wiegner befruchtet, seine schöne Arbeit über den Zusammenhang zwischen Klima und Bodenbildung in Europa herausbrachte,[5] in der ähnliche Beobachtungen in einen viel grösseren Rahmen eingefügt mitgeteilt wurden. Wenn ich nun doch noch etwas näher auf diese Frage eingehe, so geschieht dies darum, weil anlässlich der im Mai 1929 in Danzig stattgefundenen Sitzung der Kommission für Nomenklatur und Kartographie der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft bei den Diskussionen über Braunerdebildung am Sitzungstisch und im Felde deutlich hervortrat, dass die auf dem Boden der klimazonalen Betrachtungsweise stehenden Morphologen die Bedeutung der Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes für die Entbasungsmöglichkeit der oberen Bodenhorizonte ganz unberücksichtigt lassen. Ferner hat sich mir auf einer an die Danziger Zusammenkunft anschliessenden Studienreise durch Oberschlesien nochmals die Wichtigkeit aufgedrängt, die dieser Faktor für die Herausbildung eines bestimmten Bodentypus erlangen kann, so dass hier meine Beobachtungen etwas eingehender beschrieben sein mögen.

Den Teilnehmern an der Danziger Sitzung werden gewiss noch die wunderbaren Podsolprofile in Erinnerung sein, die uns dank der mühevollen Vorarbeit H. Stremme's und W. Hollstein's am 22. Mai 1929 auf den postglazialen Dünensanden der Frischen Nehrung bei Steegen vorgeführt wurden und deren scharf entwickelte, bis über 30 cm mächtigen Bleichsandhorizonte (A_2) den aus Skandinavien, Finnland und den Alpen bekannten Podsolprofilen nichts nachgeben. Bei den Feldbestimmungen auf der Exkursion[6] habe ich an den verschiedenen Profilen folgende

sandige Kalkmergel auf; dann ist die beschriebene Erscheinung natürlich noch auffallender wahrzunehmen.

[5] Alfr. Meyer: Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa; Chemie der Erde, II. Bd., 1926, pag. 209—347; vgl. pag. 269—270. — Vgl. auch:

G. Wiegner: Neuere Bodenuntersuchungen in der Schweiz; Schweizerische Landwirtschaftliche Monatshefte, 1927, Heft 8 u. f. (Vlg. Benteli A. G., Bern-Bümplitz.)

[6] Sämtliche pH-Bestimmungen, die ich auf der Exkursion selbst ausführte, wurden nach der Kühn'schen Feldmethode unter Benutzung des «Reaktiometer»-s als Apparat gemacht. Da ich jedoch nicht auf das Vorkommen von pH-Werten saurer als pH 4·0 gerechnet hatte und nicht mit Indikatoren für so hohe Säuregrade ausgerüstet war, wurden die Werte saurer als pH 4·0 auf der Exkursion von Prof. Dr. A. Till (Wien) und Ing. L. Pozdena (Klosterneuburg) mittels des Wulff'schen Folienkolorimeters bestimmt. Es sei bemerkt, dass die vergleichsweise sowohl nach Wulff mit dem Folienkolorimeter, als auch nach Kühn

pH-Werte gefunden, aus denen die starke Entbasung dieser in tiefgründigem, losem Sand gebildeten Profile deutlich hervorgeht.

PROFIL Nr. 1. — VORDÜNE BEIM SEEBAD STEEGEN.

Schwache Bleicherde- und Orterde-Bildung auf Dünensand unter Rohhumusdecke. Vegetation: ca. 100jähriger, lichter *Pinus silvestris*-Bestand, mit Moosen, Flechten, *Vaccinium myrtillus* und *Vacc. vitis idaea* als Untervegetation.

Tiefe der Probe im Profil	Horizont	pH-Wert	
0—1 cm	A_1	4·2	(unter *Cladonia rangiferina*-Polster)
0—1 cm	A_1	4·6—4·8	(unter *Hypnum*-Polster)
10—11 cm	A_2	5·2	(Bleichsand)
50—51 cm	B	5·3	(beginnende Orterdebildung)
70—71 cm	B	5·4	(„ „)

PROFIL Nr. 2. — ALTBEWALDETER DÜNENSAND BEI STEEGEN.

Stark entwickelte, bis über 30 cm mächtige Bleichsandhorizonte und gelb-rostbraune, 30—50 cm mächtige Orterde(-stein)-Horizonte unter Rohhumus. Vegetation: seit prähistorischen Zeiten Wald, früher vorherrschend Laubwald, gegenwärtig jedoch vorherrschend *Pinus silvestris*. Untervegetation wie bei Profil 1.

Tiefe der Probe im Profil	Horizont	pH-Wert	
10—11 cm	A_2	ca. 3·5	(Bleichsand)
60—61 cm	B	4·8	(rostbraun gestreifte, gelbe Orterde)

Alle diese ausgesprochenen Podsolprofile sind in dem tiefgründigen, gut wasserdurchlässigen Dünensand der Nehrung entwickelt.[7]

mit dem «Reaktiometer» gemessenen Proben Werte ergaben, die bei pH-Zahlen alkalischer als etwa 5 ziemlich gut übereinstimmten. Bei den saureren Werten (zwischen pH 4 und 5) ergaben sich dagegen grössere Differenzen von 0·5 und mehr pH-Einheiten, was aber nach mündlicher Angabe Herrn Prof. TILL's jedenfalls durch fehlerhafte Angaben des WULFF-schen Apparates verschuldet sein mochte. Nach seinen Erfahrungen sind die Angaben der WULFF'schen Folien in diesem pH-Gebiete ganz unverlässlich. Dasselbe beobachtete Herr Fachlehrer KARL SCHITTENGRUBER (Mautern i. Steiermark). Seiner freundlichen Angabe zufolge ergibt das Folienkolorimeter bei vielen Böden (nicht immer) im pH-Bereiche um 4 herum zu saure Werte, die merkwürdigerweise gegen einen Grenzwert von etwa pH 3·5 bis 3·7 zu tendieren. Dies wurde auch von der Erzeugerfirma des Folienkolorimeters schriftlich anerkannt und auf die schwache Pufferung der betreffenden Böden gegenüber der Folie zurückgeführt. Diese Abweichungen, von deren Bestehen ich mich auf einer Exkursion mit Herrn SCHITTENGRUBER bei Trieben in Steiermark jüngst selbst überzeugen konnte, machen eine Anwendung der sonst so geistreichen WULFF'schen Methode, die übrigens auch langsamer auszuführen ist, als die KÜHN'sche, bei Werten saurer als pH 5 unmöglich.

[7] Es sei als merkwürdig erwähnt, dass wir im altbewaldeten Dünengebiete bei Steegen in einer Mulde ein Profil fanden, in dem der Säuregrad von A_2 die in den vorhin angeführten Profilen bestimmten Werte noch bedeutend übertraf, nämlich von Prof. TILL

Die zweite Exkursion am 23. Mai führte uns auf ein geologisch ganz abweichend aufgebautes Gebiet: auf die diluviale Hochfläche bei Danzig.

Wie die Zusammenstellung von O. v. LINSTOW zeigt,[8] ist das Diluvium am Steilrande der Danziger Höhe bis über 60—90 m mächtig. Es besteht einesteils aus den mergelig-tonigen Grundmoränenablagerungen des Inlandeises, das in den drei norddeutschen Haupteiszeiten über dieses Gebiet hinweggegangen ist, anderenteils aus sandigeren Ablagerungen der Interglazialzeiten, die zwischen die tonigen Mergel eingeschaltet sind. Es ist anzunehmen, dass die allgemeine Stromrichtung des Eises in den für uns hauptsächlich in Betracht kommenden zwei letzten grossen Eiszeiten, nämlich der mittleren (grössten) norddeutschen «Saale»-Vereisung und der letzten, sog. «baltischen-» oder «Weichsel-» Eiszeit (mit dem zwischen diese beiden Phasen eingeschalteten «Warthe»-Vorstoss), eine verschiedene war. Die modernen Geschiebeforschungen haben zwar ergeben, dass die Bewegungsrichtung der Geschiebe innerhalb des Beschüttungskegels der Eismasse sehr kompliziert ist und es ist auch heute noch immer umstritten, ob die Ostseedepression am Ende des Diluviums schon bestand und ihren Einfluss auf die Bewegungsrichtung der Geschiebe ausübte, aber dennoch dürften die Anschauungen von H. HAUSEN in Bezug auf die Hauptrichtungen der Eisströme so ziemlich zutreffen.[9] Nach HAUSEN soll der Eisstrom der

nach der WULFF'schen Methode zu pH 2·9 gefunden wurde. Nach der Aufnahme von TILL war das Profil folgendermassen aufgebaut:

0— 8 cm	A_0	Rohhumus.
8—21 cm	A_1	Tiefschwarze, klebrige Humusschicht.
21—33 cm	A_2	Humusfleckiger Bleichsand.
33—41 cm	B_1	Rostbraune Orterde mit Humus.
Über 41 cm	B_2	Humusfreie Orterde.

Auf 1/2 m Tiefe bereits Grundwasser mit H_2S-Exhalationen.

Es handelte sich also bei diesem Boden um ein bereits vom Grundwasser stark beeinflusstes Profil. Der extrem saure Wert von pH 2·9 im Horizont A_2 ist bei diesem Profil jedenfalls auf Schwefelsäure zurückzuführen, die durch die Oxydation von Sulfiden entstand; dieses Profil ist also nicht als typisch für den Grad der Podsolierung auf Sand unter den obwaltenden klimatischen Verhältnissen anzusehen.

(Ein ähnlicher Grundwasserboden ist aus dem Königstal bei Danzig von E. SCHROEDTER beschrieben worden; vgl. E. SCHROEDTER: Das Vorkommen freier Schwefelsäure in einem Grundwasserboden; Chemie der Erde, IV. Bd., 1. Heft, 1928, pag. 70—75.)

[8] O. v. LINSTOW: Die diluviale Depression im norddeutschen Tiefland; Zeitschrift f. Gletscherkunde, 10. Bd., 1916—1917, pag. 139—143. (Die betreffende Karte ist auch in P. WOLDSTEDT: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums [F. ENKE, Stuttgart, 1929] auf pag. 321 mitgeteilt.)

[9] H. HAUSEN: Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande. Med tvenne kartor. Mit deutschem Referat: Studien über die Ausbreitung der südfinnischen Leitblöcke

grossen Saale-Vereisung eine mehr NW—SO-liche Bewegungsrichtung gehabt haben, während in der Weichsel-Eiszeit die Eisströme in N—S-Richtung ausgingen und an der Peripherie im Danziger Gebiet stark gegen SW abbogen. Diese Kreuzung der Bewegungsrichtungen in fast rechtem Winkel hat stellenweise zur Aufstauung der Grundmoränen-Geschiebemergelablagerungen geführt. Die Interglazialsande lassen dies noch deutlicher erkennen. Ausserdem war im Gebiete der Danziger Hochfläche auch noch subglaziale Schmelzwassererosion mit am Werke, so dass im Zusammenwirken aller dieser Faktoren eine grosse Mannigfaltigkeit des Untergrundes der heutigen Oberfläche entstand. Wir haben im Untergrunde der Böden der Hochfläche einen bunten Wechsel sandigerer-kalkfreier und gut wasserdurchlässiger Schichten mit tonig-mergeligen, mehr oder minder wasserdichten, oder wenigstens doch wasserstauenden Horizonten.[10]

in Russland, nebst einer Übersicht der letzten Eisrezession im Ostbaltikum. Vorläufige Mitteilung, 1911; Bull. de la Comm. géol. de Finlande, Nr. 32, Helsingfors, Mars 1912, pag. 1—32.

[10] Bezüglich des geologischen Aufbaues der Danziger Hochfläche und Niederung vgl. noch:

B. Kühn: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lieferung 124. Blatt Quaschin, Gradabt. 16, Nr. 31. Geognostisch und agronomisch bearbeitet 1900—1901; Berlin, 1905.

O. Zeise: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Oliva. Gradabt. 16, Nr. 32; Berlin, 1903.

B. Kühn: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 124. Bl. Zuckau. Gradabt. 16, Nr. 37. Geognostisch und agronomisch bearbeitet 1899—1900; Berlin, 1905.

O. Zeise: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Danzig. Gradabt. 16, Nr. 38; Berlin, 1903.

O. Zeise: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Weichselmünde mit Neufahrwasser. Gradabt. 16, Nr. 39 und 33; Berlin, 1903.

A. Jentzsch: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Nickelswalde. Gradabt. 16, Nr. 40; Berlin, 1903.

W. Wolff: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 124. Bl. Prangenau. Gradabt. 16, Nr. 43. Geognostisch und agronomisch bearbeitet 1899 und 1900; Berlin, 1905.

W. Wolff: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Praust. Gradabt. 16, Nr. 44; Berlin, 1903.

W. Wolff: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Trutenau. Gradabt. 16, Nr. 45; Berlin, 1903.

B. Kühn: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 107. Bl. Käsemark. Gradabt. 16, Nr. 46; Berlin, 1903.

W. Wolff: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lfg. 124. Bl. Gross-Paglau. Gradabt. 16, Nr. 49. Geognostisch und agronomisch bearbeitet 1900 und 1901; Berlin, 1905.

P. Sonntag: Geologischer Führer durch die Danziger Gegend; 1910, pag. 1—156. (Vlg. A. W. Kafemann, Danzig).

Nach meinen früheren Erfahrungen erwartete ich von vornherein an jenen Stellen der Hochfläche, wo der Geschiebemergel näher an die Oberfläche herantritt und nur flachgründig von Sand überdeckt wird, geringere Podsolierung des Bodens und Übergänge in Braunerde zu finden und äusserte noch vor Antritt der Exkursion diese Ansicht gegenüber unserem Führer, Herrn Prof. STREMME. Diese apriori-Annahme hat sich denn auch im Laufe der Exkursion vollauf bestätigt, wofür hier einige Zahlen mitgeteilt seien.

PROFIL Nr. 3. — TALWIESENBODEN, DISTRIKT 84 DER FÖRSTEREI RENNEBERG BEI OLIVA.

Sehr schwache Spuren beginnender Podsolierung eines trockenen Wiesenbodens mit tonig-rostigem »Glei«-Horizont im Untergrunde (Grundwasserwirkung).

Tiefe und Horizontbeschreibung			Tiefe, aus der die pH-Probe entnommen wurde	pH-Wert
0—5 cm	A_0—A_1	Humose Sandschicht	—	—
5—28 cm	A_2	Sehr schwach ausgebleichter Sand (Beginnende Podsolierung)	5—6 cm	5·8
28—50 cm	B	Gelber Sand. (Orterdeflecken)	29—30 cm	6·6
			39—40 cm	6·6
50—70 cm	G	Grauer «Glei». (Rostig-tonig-sulfidische Grundwasserabsätze)	60—61 cm	6·5
70—100 cm (und darüber)	C	Grauer Sand mit Grundwasser.	—	—

(Wahrscheinlich ist auch Horizont A_2 und B vom Grundwasser beeinflusst).

PROFIL Nr. 4. — WALDBODEN, DISTRIKT 8 DER FÖRSTEREI RENNEBERG BEI OLIVA.

Sehr starke Podsolierung auf tiefgründigem, gut durchlässigem Sand mit deutlichem Eisenakkumulationshorizont. Vegetation: ungefähr 60jähriger reiner Bestand von *Pinus silvestris.* Vor dem Einsetzen geregelter Forstwirtschaft soll die Buche dominiert haben. Untervegetation: *Vaccinium myrtillus* durchsetzt mit *Vaccinium vitis idaea, Hypnum Schreberi, Aira flexuosa.*

Tiefe und Horizontbeschreibung			Tiefe, aus der die pH-Probe entnommen wurde	pH-Wert
0—5 cm	A_0—A_1	Kiefernadelstreu, Rohhumusschicht	0— 1 cm	3·1
5—20 cm	A_2	Bleichsand	5— 6 cm	3·5
20—50 cm	B_1	Orterde, obere Schicht	20— 21 cm	4·4
50—140 cm	B_2	Orterde, stark eisenschüssig [11]	70— 71 cm	4·8
140 cm (und darüber)	C	Lockerer Diluvialsand	135—136 cm	5·2

[11] Ich gebe hier die Horizontbezeichnung gemäss den an Ort und Stelle erhaltenen Aufklärungen, halte aber die Angabe für die Mächtigkeit des B-Horizontes für zu gross, weil ein Teil des bunten B_2-Horizontes seine Eisenschüssigkeit wohl früheren höheren Grundwasserständen verdanken mag, nicht aber der Akkumulation von oben herabgewanderten Eisens, also eigentlich als G-Horizont zu bezeichnen wäre.

PROFIL Nr. 5. — WALDBODEN, DISTRIKT 84 DER FÖRSTEREI RENNEBERG BEI OLIVA.

Abgebremste Podsolierung eines Waldbodens auf flachgründigem Sand, mit nahe zur Oberfläche herantretendem, wenig durchlässigem Geschiebemergel als Unterlage des Sandes. Vegetation: 70jähriger Bestand von *Pinus silvestris*, weniger *Fagus silvatica* und *Quercus* (grösstenteils *Qu. sessiliflora*). Vor dem Einsetzen geregelter Forstwirtschaft soll im Bestand die Buche dominiert haben. Untervegetation: hauptsächlich *Oxalis acetosella* und *Anemone nemorosa*; ferner *Vaccinium myrtillus*, *Luzula pilosa*, *Milium effusum*, *Asperula odorata*, *Carex digitata*.[12]

Tiefe und Horizontbeschreibung			Tiefe, aus der die pH-Probe entnommen wurde	pH-Wert
0—5 cm	$A_0—A_1$	Humose Sandschicht	—	—
5—20 cm	A_2	Bleichsand	5—6 cm	4·6
20—50 cm	B_1	Sandiger eisenschüssiger Akkumulationshorizont	40—41 cm	5·7
50—180 cm	B_2	Toniger eisenschüssiger Akkumulationshorizont	115—116 cm	5·9
Über 180 cm	C	Geschiebemergel (karbonathältig)	180—181 cm	7·8

Wir sahen dann im weiteren Verlauf unserer Exkursion am Wege von Renneberg zur Strauchmühle ein schwach podsoliertes Hangprofil mit pH 5·1 im Bleichhorizont unmittelbar unter der Nadelstreu und 10 cm tiefer mit pH 5·7. Ebenso sahen wir am Ellaweg zwischen der Strauchmühle und Freudenthal ein Hangprofil mit pH 5·6 im obersten Teil des mineralischen Bleicherdehorizontes (A_2), also nur schwache, beginnende Podsolierung andeutend; (Untervegetation: *Festuca silvatica* und *Aira flexuosa*, kein *Vaccinium*). Allerdings sind diese Hangprofile wenig bezeichnend, weil die der Podsolierung unterliegenden obersten Bodenschichten durch Solifluktion stetig in die Tiefe befördert werden. Mit Rücksicht auf die früher mitgeteilten Normalprofile meine ich aber doch, dass die am Weg unserer Exkursion wahrnehmbare allmähliche Abbremsung des Podsolierungsvorganges, nämlich der allmähliche Übergang der Profile vom typischen Podsolprofil in das Profil der braunen Waldböden, in erster Reihe dem gleichzeitigen Emportauchen des wasserstauenden, kalkhältigen Geschiebemergels bis nahe an die Oberfläche zuzuschreiben sei.

Ich möchte als besonders beweiskräftig für die Richtigkeit dieser Auffassung das folgende Profil Nr. 6 hervorheben, in dem der Geschiebemergel sehr nahe an die Oberfläche herantritt und dementsprechend auf dem überlagernden Sand kein Podsol, sondern eine Braunerde entstand.

[12] Vgl. das in Anmerkung Nr. 11 Gesagte.

PROFIL Nr. 6. — BRAUNER BUCHENWALDBODEN AM SATTEL OBERHALB FREUDENTHAL.

Kalkumlagerung, aber keine Sesquioxydumlagerung. Flache Sandlage über Geschiebemergel. Vegetation: Buchenbestand mit Eiche. Untervegetation: viel *Asperula odorata.*

Tiefe und Horizontbeschreibung			Tiefe, aus der die pH-Probe entnommen wurde	pH-Wert
0—5 cm	$A_0—A_1$	Mullschicht	0—1 cm	5·7
5—30 cm	A_2	Entkalkter Sand	5—6 cm	5·9—6·2
			15—16 cm	5·9—6·2
30—40 cm	B	Kalkakkumulationshorizont	—	—
Von 40 cm an	C	Karbonathältiger Geschiebemergel	45—46 cm	7·8

Man könnte mir den Einfluss der Vegetation entgegenhalten, darauf hinweisen, dass die schönen Podsolprofile bei Steegen und am Renneberg (Nr. 2 und 4) unter der Streu eines reinen Kiefernwaldes entstanden seien, während Profil Nr. 6 bei Freudenthal gemischten Laubwaldbestand trägt. Auch bei den Diskussionen während der Exkursion, an Ort und Stelle wurde zur Erklärung der lokalen Braunerdebildung die kalkende Wirkung des Buchenwaldlaubes etc. herangezogen, hingegen die von mir hier hervorgehobene Wirkung des Untergrundes gänzlich ausser acht gelassen.

Dieser Auffassung ist zu entgegnen, dass nach gefl. Angabe des Herrn Oberförsters Neumann (Steegen) eben an dem Orte des Profils Nr. 4 vor dem Einsetzen geregelter Forstwirtschaft die Buche dominiert haben soll und der heutige *Pinus silvestris*-Bestand erst 60 Jahre alt ist; wohl eine zu kurze Zeit, um die Umwandlung des Braunerdeprofils in ein so charakteristisches, tiefgründiges Podsolprofil nur durch die Wirkung der Vegetation zu erklären. Ebenso ist bezüglich der starken Podsolierung auf den Sanddünen der Nehrung auf folgende interessante und prinzipiell wichtige Mitteilung H. Stremme's aufmerksam zu machen:[13]

« . . . Wie die Bildung der braunen Waldböden, so ist auch der Grad der Podsolierung mehr vom Klima als von der Flora abhängig . . . Nach den Karten H. Hausrath's[14] waren noch um 1300 die Gebiete der gegenwärtigen stärksten Podsolierung in Deutschland, die Heiden an der Nordsee, reine Laubholzgebiete, während sie um 1900 zu denen mit 51 bis 75% Nadelholz und 49 bis 25% Laubholz gehörten. Da man unter den bronzezeitlichen Begräbnishügeln die starke Podsolierung auch angetroffen hat, so würde nicht nur der gegenwärtige Nadelwald mit Laub-

[13] H. Stremme: Grundzüge der praktischen Bodenkunde; (Vlg. Gebr. Bornträger). Berlin, 1926, pag. 1—332. Vgl. pag. 134.

[14] H. Hausrath: Der deutsche Wald; Aus Natur und Geisteswelt, Nr. 153, Leipzig, 1907.

holzbeimengung, sondern der frühere reine Laubwald sie mit verursacht haben.»

Hieraus folgt, dass auch die Bildung eines Buchenwaldrohhumus möglich ist, wenn sonstige genügend energisch entbasend auf den Humus einwirkende Faktoren mit im Spiele sind.[15]

Wir sehen, dass STREMME in herkömmlicher Weise diese energische Auslaugung ausschliesslich luftklimatischen Ursachen zuschreibt, während ich hier die Ansicht vertrete, dass bei Danzig und anderen Orten die lokal energischere Auswaschung innerhalb desselben Luftklimas auf Ursachen zurückzuführen ist, die dem Boden selbst innewohnen und zwar in erster Reihe auf die verschiedene Durchlässigkeit des Untergrundes. Wir müssen zur Rechtfertigung dieser Behauptung nunmehr ein Paar Worte über den Zusammenhang von Bodenbildung und Klima im allgemeinen sagen, wobei vorausgeschickt sei, dass im Folgenden die verschiedenen Gattungen Braunerden im Sinne der bekannten WIEGNER'schen Auffassung, — (vgl. insbesondere die weiter unten auf pag. 58. in Anmerk. Nr. 87 angeführten Arbeiten), — als Übergangstypen verschiedenen Auslaugungsgrades zwischen den gut definierbaren Endtypen Podsol und Tschernosiom betrachtet werden.

* * *

Seitdem durch die bahnbrechenden Arbeiten der russischen Bodenforscher, insbesondere K. GLINKA's und in Deutschland E. RAMANN's das Klima als einer der hauptsächlichsten Faktoren der Bodentypenbildung erkannt wurde, setzten auch die Bemühungen ein, diesen Zusammenhang für die einzelnen Bodentypen zahlenmässig festzulegen. Man erkannte, dass für die Aufstellung solcher Beziehungen in erster Reihe die klimatischen Faktoren: Temperatur, Niederschlag und Verdunstung in Frage kommen; sie sind die «Grosswerte» des Klimas, wie sie RAMANN später bezeichnete.

Es erübrigt sich an dieser Stelle den ganzen Entwicklungsgang der Forschung nocheinmal zu skizzieren, da hierüber gerade in der letzten Zeit einige sehr gute zusammenfassende Darstellungen erschienen sind.[16]

[15] Vgl. hiezu auch die von H. STREMME (l. c., pag. 114) zitierte Bemerkung von K. LUNDBLAD (Ett Bidrag till Kännedomen on Brunjords-eller Mulljordstypens Egenskaper och Degeneration i södra Sverige; Meddel. fr. Statens Skogsförsöksanstalt 21, 1. Stockholm 1924) über die Bildung podsoliger Böden in Smaland unter Buchenwaldvegetation: «In manchen Fällen war unzweckmässige Behandlung des Buchenwaldes die Ursache der Degeneration, die zur Bildung eines Buchenrohhumus führte».

[16] ALFR. MEYER: A. a. O., pag. 210—272.

H. JENNY: Klima und Klimabodentypen in Europa und in den Vereinigten Staaten

Es ist bekannt, dass der «Regenfaktor» von R. LANG,[17] in dem nur die beiden Klimaelemente, Niederschlag und Temperatur zu einem Quotienten vereinigt sind (Regenfaktor = $\frac{\text{Niederschlag}}{\text{Temperatur}}$), in einer Reihe von Fällen zur zahlenmässigen Darstellung der bodenbildenden Wirkung eines Klimas vollständig versagte.[18] LANG ging von der Annahme aus, dass die Verdunstung in angenähert dem gleichen Verhältnis zunehme, wie die Temperatur und meinte darum mit den von allen meteorologischen Stationen erhältlichen Daten dieser beiden Klimaelemente auskommen zu können. ALFR. MEYER zeigte[19] aber dann, dass durch die Bildung eines Befeuchtungsfaktors,[20] in dem auch der dritte Grosswert des Klimas, die Verdunstungsgrösse zahlenmässig (in indirekter Weise) berücksichtigt ist, den Bedürfnissen der Bodenbildungslehre viel besser Genüge geleistet wird, als durch den Regenfaktor. Die direkte Messung der Verdunstung hängt, wie wir weiter unten noch sehen werden, ausserordentlich stark von lokalen Verhältnissen ab, so dass bis jetzt erst ein sehr geringes vergleichfähiges Zahlenmaterial vorliegt. ALFR. MEYER suchte darum ein indirektes Mass für die Verdunstung zu gewinnen. Er fand es im Sättigungsdefizit der Luft an Wasserdampf.[21] ALFR. MEYER ist sich dessen durchaus bewusst,

von Nordamerika; Bodenkundl. Forschungen, herausgegeb. v. Vorstand der Int. Bod. Ges. 1929, Bd. I, Nr. 3, pag. 139—187; vgl. pag. 139—148.

E. BLANCK: Kurzer Überblick über die historische Entwicklung der Bodenzonenlehre und Einteilung der Böden auf Grund der Klimaverhältnisse an der Erdoberfläche; in Handbuch der Bodenlehre, Bd. III: Die Lehre von der Verteilung der Bodenarten an der Erdoberfläche. Regionale und zonale Bodenlehre. Berlin, (Verlag J. SPRINGER) 1930, pag. 1—26.

[17] R. LANG: Versuch einer exakten Klassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht; Internat. Mitteil. f. Bodenkunde (alte Serie), Bd. V, 1915, pag. 312—346

R. LANG: Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde; 1920, pag. 1—188, Stuttgart, (Vlg. E. SCHWEIZERBART [E. NÄGELE]).

R. LANG: Über Nomenklatur der Böden; Compt. Rend. de la Conférence extraordinaire (III-ème Internationale) Agropédologique à Prague 1922. Prague, 1924, pag. 154—172; vgl. pag. 163—165.

[18] H. STREMME: Zur Kenntnis der Bodentypen; Geologische Rundschau, Bd. VII, 1917, pag. 330—339.

[19] ALFR. MEYER: A. a. O.; (vgl. Anmerk. Nr. 5 vorliegender Arbeit.)

[20] Ein Befeuchtungsfaktor, erhalten als Quotient von Niederschlag und (direkt gemessener) Verdunstung wurde schon früher von E. N. TRANSEAU (Forest Centers of Eastern America; Americ. Natural. Vol. 39, 1905, pag. 875—889) aufgestellt, doch nicht mit bodenkundlichen Aspekten, sondern zwecks zahlenmässiger Festlegung der Beziehungen zwischen klimatischer Befeuchtung und Vegetation.

[21] Das Sättigungsdefizit wird berechnet, indem man aus einem physikalischen Tafelwerk die der Temperatur entsprechende Menge Wasserdampf für mit Wasserdampf gesättigte Luft heraussucht (am besten graphisch) und davon diejenige Menge Wasserdampf abzieht, die in der Luft tatsächlich vorhanden ist. Letztere Menge erhält man durch Multiplikation

dass auch sein «N.=S.=Quotient», nämlich der Quotient aus Niederschlagsmenge und Sättigungsdefizit (N.=S.=Quotient $= \frac{\text{Niederschlag}}{\text{Sättigungsdefizit}}$), keine absolut ideale Lösung jener Frage darstellt, wie der Klimaeinfluss auf die Bildung der Bodentypen zahlenmässig darzustellen sei. Wie er selbst ausführt,[22] ist nämlich die Verdunstung nicht nur eine Funktion der Temperatur und Luftfeuchtigkeit, sondern zugleich auch der Windgeschwindigkeit und des Luftdruckes. Von diesen Klimaelementen ist nun der wichtige Faktor Windgeschwindigkeit und der unter gewöhnlichen Umständen (mittlere Höhenlage) minder wichtige Faktor Luftdruck aus praktischen Gründen (mangelnde Daten, Kompliziertheit des mathematischen Ausdruckes usw.) nicht in den N.=S.=Quotienten mit einbezogen.

Bevor wir in unseren Betrachtungen fortfahren, sei noch etwas näher auf die Frage eingegangen, warum für bodengenetische Untersuchungen die Messung der Verdunstungsgrösse besser auf dem auch von Alfr. Meyer eingeschlagenen indirekten Weg über das Sättigungsdefizit der Luft hinüber erfolgt, als auf dem direkten Weg und bis zu welchem Grad ein solches Verfahren auch theoretisch begründet ist.

Walter Knoche äussert sich[23] über die prinzipiellen Schwierigkeiten einer direkten Messung der Verdunstung wie folgt: «Während die Verteilung der Niederschläge eines Gebietes mehr oder weniger bekannt ist, fehlt es im allgemeinen an vergleichbaren Verdunstungsmessungen, da entsprechende Apparate (Evaporimeter) einmal nicht zur normalen Ausrüstung meteorologischer Stationen gehören und ferner deren Werte selbst bei gleichem System der Messinstrumente wegen der Kleinheit und der wechselnden Höhe der verdunstenden Oberfläche, ihrer Aufstellung in mehr oder weniger windhemmenden Hütten (Einfluss wechselnder Windstärke) usw. für eine klimatische Bewertung nicht in Frage kommen».

der Sättigungsmenge an Wasserdampf mit den in den klimatologischen Tabellen enthaltenen Werten für die %=e der relativen Feuchtigkeit in der Luft. Es sei noch bemerkt, dass man gewöhnlich die Wasserdampfmengen durch ihren Dampfdruck in Millimetern Quecksilbersäule in Rechnung zu stellen pflegt, dass es aber prinzipiell wohl richtiger ist, mit Grammen Wasserdampf pro 1 m^3 Luft zu rechnen. Allerdings sind zufälligerweise die Zahlenwerte beider Grössen fast gleich, doch bei höheren Temperaturen (von etwa 20^0 C angefangen) ergeben sich doch schon merkbare Differenzen, wenn man das Sättigungsdefizit und den N.=S.=Quotienten auf die eine oder die andere Weise berechnet. In vorliegender Arbeit wird durchwegs mit Grammen Wasserdampf pro m^3 Luft gerechnet.

22 Alfr. Meyer: A. a. O., pag. 235—236.

23 Walt. Knoche: Verteilung des Niederschlagsüberschusses bezw. Defizits in Chile; Meteorologische Zeitschrift, 40. Jahrg. (zugleich Bd. LVIII d. Zeitsch. d. Öst. Ges. f. Meteor.), 1923, pag. 343—345; vgl. pag. 343.

Walt. Knoche: Verteilung des Niederschlagsüberschusses in Chile; Mitteil. d. Deutsch=Chilenischen Bundes, Concepcion (Chile), 1923, III. Jahrg., Heft 1.

Nach gefl. mündlicher Mitteilung des Herrn Vizedirektors Dr. Ant. Réthly der Kgl. Ung. Meteorologischen Zentralanstalt zeigten sich bei den laufenden direkten Verdunstungsmessungen in Ungarn mit Wild'schen Evaporimetern oft an ganz benachbarten Orten je nach den Aufstellungsverhältnissen der Instrumente (Nachbarschaft von Baumgruppen, Windexposition usw.) Differenzen, die weit über 100% des gemessenen Wertes betrugen. Solche Zahlen können also für ganz spezielle Untersuchungen, z. B. der Standortsverhältnisse von Pflanzen, für die Beurteilung des «Klimas auf kleinstem Raum,» wie es von Greg. Kraus treffend genannt wurde,[24] sehr wertvoll sein, sind aber selbst bei strengster Kritik kaum zur Definition der allgemeinen Verdunstungsverhältnisse grösserer Klimabezirke zu gebrauchen. Was wir für bodengenetische Untersuchungen nötig haben, ist gleichsam ein Integralwert über alle auf den kleinsten Standorten gültigen Einzelwerte der Verdunstung. Dessen Grösse lässt sich viel besser auf dem indirekten Wege der Berechnung des Sättigungsdefizits an Wasserdampf abschätzen, wie das Meyer getan hat.[25]

Es liegen neuere Versuche vor, die Verdunstungsmessungen auf derart exakte Grundlagen zu fundieren, dass es möglich wäre, aus verhältnismässig einfach durchzuführenden Messungen der Wasserverdunstungshöhe auf kleineren Flächen bekannten Flächeninhaltes, verbunden mit Bestimmungen der Temperatur an der verdunstenden Oberfläche und des Dampfdruckes in der überlagernden Luftschicht, sowie anemometrischer Messung der Windgeschwindigkeit, die Verdunstungsgrösse auf grösseren Arealen durch Einsetzen vorher bestimmter Koëffizienten, der «Austrocknungswerte» mathematisch zu berechnen. Es sei hier in Ergänzung der von Alfr. Meyer angeführten Literatur insbesondere auf die grundlegenden Arbeiten von Frank H. Bigelow und seiner Mitarbeiter aufmerksam gemacht,[26] die in

[24] Gr. Kraus: Boden und Klima auf kleinsten Raum. Versuch einer exakten Behandlung des Standorts auf dem Wellenkalk; Jena, 1911, (Vlg. G. Fischer), pag. 1—184.

[25] Man muss aber auch hier einige Kritik und Vorsicht walten lassen. So fand ich z. B. bei der Berechnung von N.-S.-Quotienten für Ungarn, dass sich für Budapest aus den meteorologischen Daten Quotienten berechnen lassen, nach denen das Budapester Klima dasjenige von Túrkeve im Zentrum der Ungarischen Tiefebene an Aridität noch übertreffen sollte. Dies dürfte aber nur durch lokale Umstände, durch die Aufstellung der Instrumente in Budapest im Stadtrayon bedingt sein, so dass diese Zahlen für die klimatologische Charakteristik der Umgebung von Budapest nicht herangezogen werden dürfen. Man wird für unsere Zwecke meteorologische Daten, die im engeren Gebiete grösserer Städte gewonnen wurden, als lokalklimatologisch stark beeinflusst überhaupt stets besser ausschalten.

[26] Fr. H. Bigelow: Las leyes de la evaporación del agua de fuentes, depósitos y lagunas, arena, suelos y plantas; Boletines de la Oficina Metorológica Argentina, Boletin No. 2. Primera Parte. (The laws of the evaporation of water from pans, reservoirs and lakes, sand, soils and plants, Bulletins of the Argentine Meteorological Office, Bulletin

den Kreisen der Bodenforscher wenig bekannt zu sein scheinen, obwohl sie ökologisch sehr interessante Daten über den periodischen Gang der Verdunstung auf bebauten und unbebauten Böden verschiedener Bindigkeit und über die Grösse und den Gang der Eigentranspiration von Weizen, Bohne und Alfalfa enthalten.[27] Es ist leider nicht möglich an dieser Stelle auf diese interessanten Arbeiten näher einzugehen. Wir müssen uns darauf beschränken mitzuteilen, dass es dank der von BIGELOW mit einem ganzen Stabe von Mitarbeitern im südöstlichen Teil von Kalifornien (Salt Creek am Salton Sea), Nevada (bei Reno)[28] und in Argentinien (Cordoba) in mehrmonatlicher, mühsamer und kostspieliger Arbeit gewonnenen Zahlen gelungen ist, Evaporationskoëffizienten zu erhalten, die es gestatten, bei zahlenmässig bekannten Windgeschwindigkeiten und Anwendung ganz bestimmter Apparaturen die Verdunstung auf grösseren Wasserflächen, wie Seen, Staubecken u.s.w. mit ziemlicher Sicherheit zu berechnen. Ausser diesen praktischen Erfolgen liegt die Bedeutung der BIGELOW'schen Arbeiten darin, dass sie verschiedene theoretische Streitfragen klärten. So zieht z. B. BIGELOW aus seinen Resultaten den Schluss, dass die bekannte DALTON'sche Formel für die Verdunstung nur in Trockenklimaten oder in den Tagesperioden der sonstigen Klimate annehmbare Werte ergebe, während für die Verdunstung unter humiden Bedingungen und allgemein für die Nachtperioden mit herabgesetzter Verdunstung unbedingt die BIGELOW'schen Formeln herangezogen werden müssen.[29]

No. 2. The first part.) Buenos Aires, 1912. pag. 1—46. und: Fórmulas definitivas para la evaporación del agua de fuentes de diferentes tamanos, lagos y depósitos. Estudios relativos a la evaporación de suelo, arena y tierra plantadas con trigo, habas y alfalfa. Bol No. 2. Segunda Parte, Julio de 1912. (The definitive formulas for the evaporation of water from pans of different sizes, lakes and reservoirs. Studies on evaporation from soil, sand, and loam planted with wheat, beans and alfalfa; Bull. No. 2. The second part July 1912.) Buenos Aires, 1912. pag. 47—147.

[27] FR. H. BIGELOW: A. a. O., pag. 89—112.

[28] FR. H. BIGELOW: Studies on the phenomena of the evaporation of water over lakes and reservoirs. I. The proposed study on the problems of evaporation at the Salton Sea, Southern California; Monthly Weather Review and Annual Summary, Vol. XXXV, 1907, pag. 311—316.

FR. H. BIGELOW: Studies on the phenomena of the evaporation of water over lakes and reservoirs. II. The observations on evaporation made at the reservoir in Reno, Nevada, August 1 to September 15, 1907; Monthly Weath. Rev., Vol. XXXVI, 1908, pag. 24—39.

[29] FR. H. BIGELOW: A.a.O., pag. 19—20; (vgl. Anmerkung Nr. 26.)

Bei uns kam E. v. CHOLNOKY in einer interessanten Arbeit: A tavak és folyók vízállásáról, Hidrológiai Közlöny, II, 1922, pag. 13—18 (deutscher Auszug: Über die Wasserstände der Flüsse und Seen, Zeitschrift f. Hydrologie, II, 1922, pag. 107, Budapest) durch die Untersuchung 54jähriger Pegelstände des Balaton (Plattensee), sowie der

Innerhalb gewisser Grenzen stimmen aber die beiden Formeln ziemlich gut überein und diese Übereinstimmung besagt zugleich, dass innerhalb ebenderselben Grenzen die (in der DALTON'schen Gleichung als algebraischer Faktor vorkommenden) Werte des Sättigungsdefizites linear proportional zu den (in der BIGELOW'schen Formel als algebraischer Faktor gleicher Art figurierenden) Austrocknungswerten gehen. W. KNOCHE hat das Verhältnis der beiden Werte, wie es aus den BIGELOW'schen Formeln folgt, in einer kürzlich erschienenen interessanten Arbeit[30] in sehr übersichtlichen Graphikons nochmals dargestellt.

Dies entscheidet die alte Streitfrage, ob das «Sättigungsdefizit» tatsächlich als ein lineares Mass des Vermögens der Luft den Körpern Wasser zu entziehen, der sog. «Evaporationskraft» zu betrachten sei, oder aber nicht, wie das von verschiedener Seite behauptet worden ist.[31] Für die auf der Erde im allgemeinen herrschenden klimatischen Temperatur- und Feuchtigkeitsbedingungen ist die Frage zu bejahen. Nur bei sehr geringen Wasserdampfgehalten der Luft, (unter ca. 20% relativer Feuchtigkeit), sind die Austrocknungswerte für alle Temperaturen viel grösser, als aus den Sättigungsdefizitwerten folgen würde. Ebenso hat ein Ansteigen der Temperatur über eine gewisse Grenze hinaus (ca. über 20° C) auch bei hohen relativen Feuchtigkeiten ein beschleunigteres Austrocknen zur Folge, als es dem Sättigungsdefizit entsprechen würde.

BIGELOW hat, wie schon erwähnt, den Versuch gemacht, seine exakten Verdunstungsmessungen auch auf kultivierte und unkultivierte Boden-

ungarischen Flüsse Zala und Zagyva zu dem Schlusse, dass der Gang der Wasserstandskurven hinreichend erklärt werden kann, wenn man die monatliche Verdunstungsmenge auf der Seeoberfläche, bezw. dem Einzugsareale der Flüsse den mittleren Monatstemperaturen proportional setzt. Das ist im Grunde genommen dasselbe Resultat, das später von ALFR. MEYER in seiner angeführten Arbeit (auf pag. 243) folgendermassen ausgedrückt wurde: die Abflussschwankungen von Flüssen, die ihr Einzugsgebiet im Flachlande haben, bei denen also die Schneeschmelze den Abfluss nicht sehr verändert, entsprechen dem Steigen und Fallen der Monats-N.-S.-Quotienten. Aber CHOLNOKY schreibt auch zugleich, dass die Proportionalität nicht ganz so einfach sei, sondern dass es sich nur um eine Annäherung handle. Die BIGELOW'schen Resultate dürften wohl einen grossen Teil der konstatierten Abweichungen erklären.

[30] W. KNOCHE: Der Austrocknungswert als klimatischer Faktor; Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, 48. Bd., Nr. I, Hamburg, 1929. S.-A. pag. 1—47. Vgl. pag. 12—15.

[31] W. ULE: Zur Beurteilung der Evaporationskraft eines Klimas; Meteorol. Zeitschr., VII. Jahrg., (zugleich XXV. Bd. der Zeitschr. d. Öst. Ges. f. Meteor.) 1890, pag. 91—96.

G. SCHWALBE: Über die Darstellung des jährlichen Ganges der Verdunstung; Meteorol. Zeitschr., XIX. Jahrg., (zugleich XXXVII. Bd. d. Zeitschr. d. Öst. Ges. f. Meteor.) 1902, pag. 49—59.

oberflächen von verschiedener mechanischer Zusammensetzung auszudehnen. Die so erhaltenen Austrocknungswerte sind aber im Gegensatze zu den an Wasserflächen erhaltenen Zahlen nur von lokaler Bedeutung, da die Verhältnisse an einer so kompliziert zusammengesetzten, inhomogenen Oberfläche, wie sie besonders der mit Vegetation bedeckte Boden darstellt, unendlich verwickelter sind, als an einer doch mehr-weniger homogenen Wasseroberfläche. Es wurden wieder nur Zahlen erhalten, die für das «Klima auf kleinstem Raum,» auf dem der Versuch gerade angestellt wurde, bezeichnend sind. Wäre es möglich, eine sehr grosse Menge von Zahlen innerhalb eines grossen Territoriums auf diese Weise zu bestimmen, so wäre dies eine ideale Methode zur Untersuchung des zahlenmässigen Zusammenhanges zwischen Klima und Boden. Dem steht aber leider die äusserst zeitraubende und kostspielige Art der BIGELOW'schen Untersuchungsmethode entgegen,[32] die eben deshalb auch bislang nur in so kurzen Versuchsreihen angewendet wurde, wie sie zur endgültigen Charakteristik eines Klimas gar nicht genügen können.[33]

Wir sehen aus alldem, dass heute der N.-S.-Quotient ALFR. MEYER's wohl den zweckmässigsten Ausdruck für die zahlenmässige Darstellung der klimatischen Befeuchtung des Bodens darstellt.

Aber auch wenn es in Zukunft gelingen sollte, den N.-S.-Quotienten durch das Einführen weiterer Koëffizienten zu verbessern, so wird er doch stets nur den Einfluss des Luftklimas erfassen, nicht aber das für die Bodenbildung ausschlaggebende Bodenklima.

ALFR. MEYER hat bei der Selbstkritik seines N.-S.-Quotienten in durchaus einwandfreier Weise dargelegt,[34] dass das Bodenklima gegenüber dem Luftklima hauptsächlich durch: 1. die Vegetation, 2. die Gesteinsunterlage, 3. das Relief der Bodenoberfläche verändert wird. Er kommt zu dem Resultat, dass bei der Berechnung seines Quotienten:

[32] BIGELOW und seine Mitarbeiter haben z. B. in Reno während 6-wöchentlicher, kontinuirlicher Tag- und Nachtarbeit nicht weniger als 35.000 Beobachtungen bestehend aus ungefähr 100.000 einzelnen Instrumentenablesungen ausgeführt.

[33] Es liegt aber ein Versuch von W. KNOCHE vor, mit Hilfe der BIGELOW'schen Formeln für ein grösseres Gebiet (Chile) ein rohes Bild der Verteilung der Linien gleicher Differenzen von Niederschlag minus Verdunstung zu gewinnen; vgl. die in Anmerkung Nr. 23 genannten Arbeiten W. KNOCHE's, sowie ausserdem:

W. KNOCHE: Estudio sobre la evaporación en Chile; Revista Chilena de Historia y Geografia, 1919, Nr. 32, Santiago.

W. KNOCHE: Eine Methode zur angenäherten Berechnung der Verdunstung; Meteorologische Zeitschrift, 1930, Heft 1.

[34] ALFR. MEYER: A. a. O., pag. 223, 232, 250, 252, 263—272, 285.

Eine Kritik des MEYER'schen N.-S.-Quotienten auch in R. ALBERT: Regenfaktor oder N.-S.-Quotient; Chemie d. Erde, IV, 1928, pag. 27—32.

« . . . von den vielen Elementen des Klimas nur einige wenige „Grosswerte“ in Rechnung gezogen sind. Alle die übrigen in der Hauptsache nicht bestimmend, sondern nur modifizierend wirkenden klimatischen Einflüsse sind nicht berücksichtigt. Die durch verschiedene Gesteinsunterlage, Vegetation, Neigung und Exposition beeinflusste Durchfeuchtung und Verdunstung des Bodens wird nicht erfasst. Wäre es möglich, die Gesamtheit aller bodenklimatischen Faktoren in eine Formel zusammenzufassen, so müssten sich als Folge davon für jeden ektodynamomorphen Bodentyp ganz bestimmte Grenzwerte, die niemals überschritten würden, ergeben. Das Ineinandergreifen und Zusammenwirken einer grossen Reihe von bodenbildenden Faktoren macht das Problem aber so kompliziert, dass es wohl nie gelingen wird, den ganzen Komplex von Einflüssen in eine Zahl zusammenzufassen. Wir müssen uns vorläufig mit dem N.-S.-Quotienten begnügen. Dabei dürfen wir aber nie vergessen, dass wir in diesem Befeuchtungswert nur einen Anhaltspunkt und nicht den fertigen Ausdruck der Zusammenhänge zwischen Klima und Boden vor uns haben.»

Es war notwendig, den Gegensatz zwischen Bodenklima und Luftklima hier nocheinmal ausdrücklich hervorzuheben, weil wir uns nun an Hand dieser Überlegungen Rechenschaft darüber geben können, wann der in dieser Arbeit besprochene Einfluss der Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes überhaupt ausschlaggebend für die Bodengenese werden kann? Er ist ja auch ein Faktor des Bodenklimas und zwar (neben dem Kalkgehalt des Untergrundes) einer der wichtigsten, wenn man ihm auch bisher wenig Beachtung schenkte.

Aus dem Gegensatze zwischen Bodenklima und Luftklima folgt ohneweiteres, dass man unter gewissen Umständen in verschiedenen Gebieten mit dem gleichem Luftklima und daher gleichen N.-S.-Quotienten, oder auch innerhalb ein und derselben Klimaprovinz an räumlich einander ganz nahe gelegenen Örtlichkeiten verschiedenartige Bodentypen finden kann, die wir sonst gewohnt sind als Produkte verschiedener Luftklimate anzutreffen. Man hat in solchen Fällen auch häufig aus dieser Erscheinung tatsächlich falsche Rückschlüsse auf luftklimatische Unterschiede an so nahe bei einander gelegenen Örtlichkeiten gezogen. In Wirklichkeit ist der Grundsatz, dass gleiche Luftklimate gleiche Bodentypen ergeben, wie er für die sogenannten «ektodynamomorphen» Böden von den Bodenmorphologen strengster klimatologischer Observanz ohne Bedenken verkündet wird, nur bedingt richtig; hierauf hat bereits R. Lang in seinen früher erwähnten Arbeiten ausdrücklich hingewiesen. Für jeden ektodynamomorphen Bodentypus gibt es luftklimatologische Verhältnisse, unter denen er «endodynamo-

morph» wird, nur sind diese Zonen so schmal, dass sie verhältnismässig selten, wie z. B. eben im gegebenen Falle bei Danzig, oder wie später zu erwähnen, in Schlesien zu beobachten sind.

So gibt z. B. Alfr. Meyer[35] in seiner vorerwähnten Arbeit für die mittlere Abgrenzung einiger wichtiger Bodentypen folgende aus den luftklimatologischen Daten berechnete mittleren Jahres-N.-S.-Quotienten an:

Tschernosiom:	125— 350,
Braunerde (5—15° mittl. J.-Temp.):	275— 500,
Podsol (atlantische Gebiete mit über 10° mittl. J.-Temp.):	375—1000,
Podsol (Heiden, unter 10° mittl. J.-Temp.):	375— 700.

Aus Fig. 1 sind die ganz beträchtlichen Überdeckungen der Jahres-N.-S.-Quotientenwerte für die obigen Bodentypen ersichtlich. Dies ist nicht ein Mangel des N.-S.-Quotienten, wie man es manchmal angedeutet findet, sondern ganz in der Ordnung und muss so sein, denn es ist eben der zahlenmässige Ausdruck für die Rivalität der bodenbildenden luftklimatischen und bodenklimatischen Faktoren und gibt uns die gewünschte Auskunft darüber, bei welchen luftklimatischen Werten das Hervortreten des in dieser Arbeit besprochenen Einflusses des Bodenuntergrundes und der übrigen bodenklimatischen Faktoren zu erwarten ist und bei welchen dieser Einfluss fehlt.

Wir werden z. B. nach den oben gegebenen Zahlen erwarten dürfen, dass in einem humiden Klima, dessen Jahres-N.-S.-Quotient weit über 500 hinaus liegt, die entbasend wirkenden luftklimatischen Faktoren einen unbedingten Sieg über etwa vorhandene, die Auswaschung abbremsende bodenklimatische Faktoren davontragen werden. Wir finden denn auch in einem solchen Klima tatsächlich auf was immer für einem Muttergestein stets den Podsoltypus allein und die abbremsende Wirkung der bodenklimatischen Faktoren wird höchstens die relative Mächtigkeit der Bleicherde- und Ortstein-Horizonte noch ein wenig beeinflussen können. Dagegen werden wir erwarten dürfen, dass in Gebieten, wo der Jahres- N.-S.-Quotient bis in das Grenzgebiet 375—500 herabsinkt, unter ein und demselben Luftklima je nach den Bodenverhältnissen entweder ein Podsol, oder eine Braunerde entsteht.

Ebenso werden wir von vornherein erwarten dürfen, dass bei Werten des mittleren jährlichen N.-S.-Quotienten von 275—350 dasselbe Luftklima sowohl Braunerde, als auch Tschernosiom entstehen lassen kann und dass nun wiederum die dem Boden

[35] Alfr. Meyer: A. a. O., pag. 237.



Fig. 1. Jahres-N.-S.-Quotienten für einige Stationen der Grossen Ungarischen Tiefebene, Schlesiens, der Ostsee- und Nordsee-Gebiete, nebst Darstellung der Rivalität der luftklimatischen und bodenklimatischen Faktoren.

eigenen endogenen Faktoren bestimmen werden, welcher Bodentypus an einer Örtlichkeit wirklich entsteht.

Wir sehen zugleich auch, dass bei jährlichen N.-S.-Quotientenwerten, die sich um 300 bis 400 herum bewegen, kleine

Verschiebungen in den Elementen des Luftklimas und des Bodenklimas, wie sie durch die wechselnde Gestaltung des Oberflächen- und des Untergrund-Reliefs sehr leicht eintreten, eine ganz ausserordentlich grosse Mannigfaltigkeit der Bodentypen vom Tschernosiom bis zum Podsol nahe beieinander entstehen lassen können.

Ich halte es übrigens für wahrscheinlich, dass Podsolbildung noch unter einem Quotientenwert von 375 möglich ist und ebenso, dass Tschernosiombildung auch noch bei N.-S.-Quotienten über 350 vorkommen kann. In diesem Falle würde sich das Bild in Fig. 1 derart ändern, dass die kleine Zone reiner Braunerdebildung für die Werte 350 — 375 verschwinden würde und sich das Gebiet gemischter Tschernosiom—Braunerdebildung mit dem Gebiet gemischter Braunerde—Podsolbildung teilweise überdecken würde. Das würde bedeuten, dass man sogar zur Entstehung aller **drei** Bodentypen: Tschernosiom, Braunerde und Podsol nebeneinander nicht einmal kleine Verschiebungen im Luftklima auf kleinstem Raum zu Hilfe nehmen müsste, wie das bei Annahme der von Meyer gegebenen Grenzwerte, nach denen auch Fig. 1 konstruiert ist, noch immer notwendig ist, sondern dass **unter ganz genau dem gleichen Luftklima** in dieser Überdeckungszone der Jahres-N.-S.-Quotienten **ausschliesslich durch Wirkung der bodenklimatischen Faktoren** sowohl Tschernosiom, als auch Braunerde und Podsol entstehen könnte. Die von Meyer angegebenen Grenzwerte sind ja nur vorläufige, dem Stande der Forschung entsprechende Zahlen und es liegt in der Natur der Sache, dass in den an und für sich natürlich nicht sehr ausgedehnten Übergangszonen das Auftreten eines oder des anderen Bodentypus leicht übersehen werden kann, besonders wenn der aufnehmende Geolog auf das Dogma der immer und überall vorherrschenden Bedeutung des Luftklimas für die Bodenbildung eingeschworen ist.

Andererseits kann der in einem solchen Gebiet arbeitende Forscher, falls er allzusehr an der Detailarbeit festkleben bleibt, ohne sich einen weiteren Überblick zu verschaffen, leicht dazu kommen, die Brauchbarkeit der klimazonalen Betrachtungsweise für bodenklassifikatorische Zwecke ganz zu leugnen.[36]

[36] Man könnte dem befolgten Gedankengang den Vorwurf machen, er habe sich ausschliesslich an die mittleren Jahres-N.-S.-Quotienten angelehnt, in denen die Luftklima-Werte für die einzelnen Bodentypen etwas einheitlicher vorgetäuscht werden, als sie es eigentlich in der Tat sind, da ja bei annähernd gleichen Jahresquotienten die jahreszeitlichen und monatlichen Quotienten noch immer charakteristische Differenzen und Gänge zeigen können. Aber auch dann, wenn wir auf den Quotienten für frostfreie Zeit oder aber

Es existieren übrigens tatsächlich bereits Beobachtungen von V. HOHENSTEIN und K. v. SEE, (vgl. Anmerk. Nr. 52), die beweisen, dass die drei so verschiedenen Bodentypen, Podsol, Braunerde und Tschernosiom unter ein und demselben Luftklima nebeneinander gemischt vorkommen können. Es ist sehr schade, dass für das Kulmerland und den Winkel zwischen unterer Ferse und Weichsel, worauf sich diese Beobachtungen beziehen, in Ermanglung der nötigen meteorologischen Daten keine N.-S.-Quotienten berechnet werden können.

Es kann also ein jeder Bodentypus unter gewissen luftklimatischen Bedingungen, die eben durch ALFR. MEYER's N.-S.-Quotienten zahlenmässig recht gut erfasst werden, einen im Sinne GLINKA's[37] «endodynamomorphen» Charakter annehmen. Das findet sich ja auch schon in der bisherigen Literatur mehr oder minder klar ausgesprochen. R. LANG's Regenfaktor soll z. B. angeben, welche Bodentypen unter «optimalen Verhältnissen» entstehen, wobei unter «optimalen Verhältnissen» von ihm eigentlich jene verstanden werden, bei deren Vorhandensein die Bodentypen dem Luftklima am entsprechendsten ausfallen. H. JENNY schreibt[38] über diesen Gegenstand: «. . . die sogenannten Bodenklimatypen, die im Felde beobachtet werden, sind wohl nichts anderes, als auffällige Maxima oder Minima der allgemeinen Bodenklimafunktion.» *

* * *

auf den Monatsquotienten basieren würden, ergäben sich für die einzelnen Bodentypen Überlappungen der Werte in gleichem Sinne, nur mit anderen absoluten Werten, so dass unsere Betrachtung im Prinzip richtig bliebe.

37 K. GLINKA: Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassifikation und geographische Verbreitung; 1914, Berlin. (Vlg. Gebrüder BORNTRÄGER.) Vgl. pag. 35.

38 H. JENNY: A. a. O., pag. 183.

* **Anmerkung bei der Korrektur:** Das Manuskript vorliegender Arbeit wurde bereits im Mai 1930 zum Druck abgeliefert. Seitdem sind dem Verfasser einige Arbeiten bekannt geworden, die für das behandelte Thema wichtige Beobachtungen und allgemeine Betrachtungen enthalten und deshalb wenigstens angeführt seien, wenn schon auf den Inhalt nicht mehr näher eingegangen werden kann. Es sind dies die Arbeiten:

E. M. CROWTHER: The Relationship of Climatic and Geological Factors to the Composition of Soil Clay and the Distribution of Soil Types; Proceedings of the Roy. Soc., B. Vol. 107, 1930.

W. SCHOTTLER: Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen im Massstab 1 : 600000. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde u. d. Hess. Geol. L.-A. zu Darmstadt, Heft 12, 1929. Sonderabdruck Darmstadt, 1930.

G. KRAUSS & F. HÄRTEL: Bodenarten und Bodentypen in Sachsen. (Mit einer Bemerkung zur Frage der «braunen Waldböden».) Tharandter Forstl. Jahrbuch, Bd. 81, 1930, Heft 3, pag. 131—147.

Wenn wir nun mit unseren Betrachtungen in das Danziger Gebiet zurückkehren, so finden wir hier tatsächlich klimatische Verhältnisse herrschen, die der Überlappungszone der N.-S.-Quotientenwerte für das Podsol- und für das Braunerdeklima entsprechen, besonders wenn wir die oben gemachte Annahme gelten lassen wollen, dass die MEYER'schen Grenzzahlen noch etwas zu eng gezogen sind.

Hierüber orientieren des Näheren die am Schlusse dieser Arbeit folgenden Tabellen und die Graphikons der Tafelbeilage. Von den angeführten Stationen fallen Hela, Neufahrwasser und Konitz in das uns interessierende Gebiet.

Wir sehen aus diesen Angaben, dass das ganze Danziger Gebiet und zwar sowohl das Weichselstromdelta im Osten, als auch die diluviale Hochfläche im Westen, ein humides Luftklima hat, das jedoch im Grade der Humidität bei weitem nicht an das Klima der Nordseegebiete heranreicht, die in gleicher Entfernung vom Meere liegen. Dies wird von der morphologischen Gestaltung des Küstenlandes entlang der Nord- und Ostsee verursacht.

Westlich vom Danziger Gebiet zieht sich in Westpreussen der sog. «Pommersche Höhenrücken» hin, der aus glazialen und interglazialen Ablagerungen des Diluviums aufgebaut ist. Er gibt ein klassisches Beispiel dafür ab, wie im Flachlande verhältnismässig geringfügige Bodenerhebungen ganz bedeutende luftklimatische Differenzen herbeiführen können. Der Pommersche Höhenrücken steigt von Schleswig-Holstein, d. i. von NW her, mit ganz allmählicher Abdachung zur Kassubischen Hochfläche an, die mit einer Durchschnittshöhe von 200—250 m einerseits zwischen dem Harz und dem Ural, andererseits zwischen Finnland und Oberschlesien die höchste Bodenerhebung bildet.[39] Im Gegensatze zur Westabdachung ist der Abfall der Hochfläche gegen O, d. h. gegen die Ostsee, bezw. gegen die Weichselniederung zu steil, so dass z. B. die höchste Erhebung des Rückens, der 330 m ü. d. M. gelegene Turmberg bei dem Dorfe Schönberg im Kreise Berent kaum 45 km von der Ostsee liegt und selbst der Karlsberg bei Oliva in der Nähe von Danzig fast am Meere noch immer 106 m Seehöhe hat.

Die von der Nordsee her kommenden, mit Wasserdampf gesättigten Luftströmungen werden im Westen vom preussischen Landrücken allmählich in die Höhe, in kühlere Regionen gezwungen, wobei sie in übersättigten Zustand geraten und den Wasserdampfgehalt in kondensierter Form als Niederschlag fallen lassen. Die steile Leeseite des Höhenrückens liegt bereits im Regenschatten, was aus den für Konitz mitgeteilten Daten ersichtlich

[39] H. v. DECHEN: Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche nebst einer physiographischen und geognostischen Übersicht des Gebietes; 1873, pag. 1—808. Berlin, (Vlg. G. REIMER). Vgl. pag. 54—57.

ist. In noch erhöhterem Masse gilt dies natürlich für die Weichselniederung, da sich die herabsinkende Luft erwärmt und dabei an Sättigung mit Wasserdampf noch verliert. Dazu kommt, dass die flache Westseite des Höhenrückens eine reichere vertikale Feingliederung aufweist, als die eine ziemlich einheitliche Depression darstellende Weichselniederung, so dass auch aus diesem Grund an der Westseite des Rückens mehrfach sich wiederholende Gelegenheit zur Niederschlagsbildung vorhanden ist, die au der Ostseite des Rückens fehlt. Im Gegenteil streichen da von der sarmatischen Ebene kommende warme Landwinde durch und drücken den Sättigungswert der Luft an Wasserdampf noch herunter.

Die Folge aller dieser Verhältnisse ist, dass selbst die Küstenstationen Neufahrwasser und Hela nur geringe jährliche Niederschlagshöhen aufweisen, die sogar unter jene Niederschlagsmengen sinken, welche in den trockensten Teilen der Ungarischen Tiefebene beobachtet werden.

Dennoch ist das Danziger Klima unbedingt ein ausgesprochen humides, ozeanisches Klima, gegenüber dem semiariden, kontinentalen Klima der Ungarischen Tiefebene. Woran dies liegt, ist aus den Graphikons sehr deutlich zu erkennen. Das Sättigungsdefizit der Luft an Wasserdampf ist im Danziger Gebiet trotz der geringen Niederschlagsmengen in den Sommermonaten Mai bis September, besonders aber im Juli und August bedeutend kleiner, als in der Ungarischen Tiefebene. Dieses Feuchtbleiben der Luft ist hauptsächlich eine Folge der viel niedrigeren Monatsmittel der Sommertemperaturen im Danziger Gebiet und in zweiter Reihe auch der günstigeren Regenverteilung, die übrigens, wie wir unten noch sehen werden, ebenfalls mit dem günstigeren Gang der Temperaturen zusammenhängt. Wenn bei uns in Zentralungarn die sommerlichen Juli- und August-Hitzen einsetzen, sind die Regenmaxima bereits vorüber, während in den Küstengebieten der Nord- und der Ostsee die grössten Niederschläge mit den grössten Hitzen zusammenfallen.[40]

[40] Gewöhnlich sind die Klimate mit trockener Luft auch an kondensierten Niederschlägen arm und umgekehrt. Diese Regel erklärt, warum meist auch der einfache Regenfaktor von LANG brauchbare Ergebnisse liefert. Sie gilt aber nicht ausnahmslos. Das Danziger Gebiet liefert ein Beispiel dafür, dass bei nicht allzuviel Niederschlag doch grosse Luftfeuchte bestehen kann. Wenn man die Graphikons der am Schlusse der Arbeit folgenden Tafel vergleicht, so wird es zunächst scheinen, als ob der Sättigungsdefizitwert für sich allein das semiaride kontinentale Klima viel prägnanter vom ozeanischen humiden Klima scheiden würde, als der N.-S.-Quotient. Man darf hieraus aber nicht folgern, dass die Sättigungsdefizite allein einen genügenden Massstab für die Bodenbefeuchtung abgeben könnten, um die es sich uns handelt, geradesowenig, wie hierzu die Kenntnis der Niederschlagsmenge allein genügt. Zur Bodenauswaschung ist flüssiges Wasser im Boden, kon-

Wie den klimatologischen Werten zu entnehmen ist, haben wir also im ganzen Danziger Gebiet ein humides Klima, dessen Kennzahlen aber darauf hinweisen, dass es bereits einer Zone angehört, in der die luftklimatische Befeuchtung sowohl Podsol,

densierter meteorischer Niederschlag erforderlich; Wasserdampf in der Luft allein genügt dazu nicht, wie andererseits das Niederschlagswasser auf den Boden nicht einwirken kann, wenn es durch die Evaporationskraft eines in der Luft bestehenden grossen Sättigungsdefizites in die Höhe gehoben wird, bevor es seine auswaschende Tätigkeit ausüben konnte.

Wir wollen diese Verhältnisse an einem extremen Beispiel demonstrieren, das den Arbeiten von W. Knoche (a. a. O., vgl. die Anmerkungen Nr. 33, 23 und 30) entnommen ist; (vgl. ausserdem noch W. Knoche: Jahres-Januar- und Juli-Niederschlagskarte der Republik Chile; Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1929, Nr. 5/6, pag. 208—216.) Nach seinen Angaben herrscht an der nordchilenischen Küste und in dem ihr parallel laufenden Landstreifen der Salpeter-Pampa ein solcher Niederschlagsmangel (unter 0·05 mm Regen im Jahre), wie er sonst in keinem Trockengebiete der Erde nur annähernd gefunden wird, dagegen ziemlich hohe Luftfeuchtigkeit. Der Küstenort Iquique (20⁰ 12′ südl. Br., 70⁰ 11′ westl. L. v. Greenw.) hatte z. B. im Jahre 1915 0·0 mm Niederschlag, 18·5 mittl. Temperatur und 77% rel. Feuchtigkeit, woraus sich ein Sättigungsdefizit von 3·7 g/1 m^3 und der N.-S.-Quotient 0 ergibt. Dabei sank jedoch das Minimum der relativen Feuchtigkeit an diesem Orte überhaupt nicht unter 60% herab. Steigt man nun von der Küste her ostwärts auf die Hochkordillere und die Puna hinauf, so kehrt sich das Verhältnis allmählich vollständig um, indem dort starke Lufttrockenheit trotz nicht unbeträchtlicher Niederschlagsmengen herrscht. Es hatte z. B. Chuquicamata in Chile (22⁰ 19′ s. Br., 68⁰ 56′ w. L., 2660 m Seehöhe) 1915 eine Niederschlagsmenge von 18·6 mm, bei 11·3⁰ C und 30% rel. Feuchtigkeit, was einem Sättigungsdefizit von 11·1 g pro 1 m^3 Luft und dem N.-S.-Quotienten 1·7 entspricht. Der Bergminenort Collahuasi auf der Hochkordillere in Bolivien (21⁰ 00′ s. Br., 68⁰ 45′ w. L., 4810 m Seehöhe) hatte im gleichen Jahre bis über 130 mm Niederschlag, mit 0·8⁰ C und 40% rel. Feuchtigkeit im Jahresmittel, wozu mitgeteilt wird, dass die relative Feuchtigkeit an den beiden letztgenannten Orten häufig auf 10%, ja sogar bis auf 0% heruntersinkt. Dem entspricht das Sättigungsdefizit von 3·1 g pro 1 m^3 Luft und der N.-S.-Quotient 42.

Man sieht, dass das Sättigungsdefizit für Collahuasi wegen der niederen Temperatur und für Iquique wegen der hohen rel. Feuchtigkeit (feuchtigkeitspuffernde Wirkung des Ozeans) gar nicht gross ist, so dass aus diesem Wert allein das Klima nicht beurteilt werden könnte, während die N.-S.-Quotienten das Klima aller drei Orte richtig als sehr arid charakterisieren und dabei noch den Anstieg der Aridität gegen die Küste zu erkennen lassen.

Diese Betrachtung gilt in fast gleicher Weise für die chemisch-geologische, wie für die biologische Wirksamkeit des Klimas, vielleicht mit dem Unterschiede, dass für die Lebewesen die Grösse des Sättigungsdefizites infolge seines physiologischen Einflusses etwas erhöhte Bedeutung besitzt. Aber auch die Pflanzen benötigen ein gewisses Mindestmass an kondensiertem Niederschlag, das Sättigungsdefizit für sich allein reicht zur Definierung des Klimas in pflanzenbiologischer Hinsicht ebenfalls nicht aus, während der N.-S.-Quotient auch in dieser Beziehung recht brauchbar ist. (Für tierische Organismen gestalten sich die Verdunstungsverhältnisse besonders kompliziert, wegen der Eigenwärme des Körpers, die auf die Oberflächentemperatur in komplizierter Weise zurückwirkt; vgl. die interessanten Ausführungen von W. Knoche über diesen Gegenstand, a. a. O. Anmerkung Nr. 30 und auch seine Inaug. Diss.: Über die räumliche und zeitliche Verteilung des Wärmegehalts der unteren Luftschicht; Inaug. Diss. genehmigt v. d. phil. Fakult. d. Friedr. Wilh. Univ. zu Berlin 1906).

als auch Braunerde entstehen lassen kann.[41] Welcher von diesen Bodentypen entsteht, die Ausbildung der ganzen Serie von Übergängen beider ineinander, wird nach meiner Auffassung nicht mehr vom Luftklima entschieden, sondern von endogenen Faktoren und unter diesen stelle ich den Wasserdurchlässigkeitsgrad des Untergrundes (zusammen mit seinem Karbonatgehalt) an die erste Stelle.

Dass nicht allgemein luftkimatische Unterschiede im Spiele sind, wird schon dadurch bewiesen, dass die stärkste Podsolierung gerade auf der Nehrung angetroffen wird und Braunerdebildung am Hochplateau, wo doch die Nehrung den angeführten Zahlen nach ein minder humides Luftklima hat, als der Hang des Hochplateaus; (vgl. die Zahlen für Hela und Neufahrwasser einerseits und Konitz andererseits). Während nach dem Luftklima also eine umgekehrte Verteilung der Bodentypen zu erwarten wäre, stimmt die Erscheinung genau mit den Durchlässigkeitsverhältnissen des Untergrundes überein.

Auf unserer Exkursion wurden uns im eingedeichten Dreieck der Weichsel—Nogattrennung bei Klossowo mit schlecht gedeihender Eiche, Esche und Weide bestandene[42] Schwemmböden gezeigt, die nach Angabe unseres Führers, Herrn Prof. H. STREMME's «zu jung» wären (etwa 70 Jahre), um bereits deutliche Podsolierung zu zeigen, aber sich auf dem Wege dazu befänden. Das eine Profil bestand fast in seiner ganzen Mächtigkeit aus rostfarbenem, von Grundwasser beeinflusstem, tonigem Schlick, ohne Andeutung einer mit freiem Auge wahrnehmbaren Horizontierung. Die pH-Werte waren folgende:

[41] Der humide, doch niederschlagsärmere Charakter des Klimas der Danziger Niederung spiegelt sich auch in den Grasflurbeständen der Weichselmarschen gegenüber jenen der Nordseemarschen wieder. Die Erscheinung besteht nach C. A. WEBER (Wiesen und Weiden in den Weichselmarschen; Arbeiten der Deutschen Landwirtschafts-Gesellschaft, Heft Nr. 165, 1909, pag. 1—142, vgl. pag. 123—126) darin, dass die Bestände der trockenen und der nassen Lagen hier auf sonst gleichem Boden viel enger zusammenrücken, durch weit geringere Vertikalabstände getrennt sind, als im Seeklima der Nordseeküsten. Pflanzen, die in letzteren feuchte Lagen meiden, sind hier häufig oder regelmässig gerade in solchen zu finden. *Lolium perenne* meidet z.B. nach WEBER in den Nordseemarschen nasse Lagen vollständig und bildet nur in hohen Lagen Bestände und zwar keineswegs ausschliesslich auf schwerem Marschklei. In den Weichselmarschen meidet es durchaus nicht die höchsten trockenen Lagen, aber seine Hauptentfaltung erreicht es unverkennbar auf frischem bis feuchtem Boden.

[42] Grasvegetation auf den Naturwiesen der gleich beschaffenen Aussendeichböden: *Poa pratensis, Festuca pratensis, Lolium perenne, Alopecurus pratensis.* Die Assoziationen richten sich nach der Höhe des Grundwasserstandes, worüber in dem vorhin (Anm. Nr. 41) genannten Werke WEBER's, ferner in einer Arbeit von E. SELLKE (vgl. Anmerk. Nr. 93) interessante Daten zu finden sind.

0—1	cm :	6·9,
10—11	„ :	7·0,
20—21	„ :	7·6,
50—51	„ :	6·6,
100—101	„ :	6·6.

Keine der Schichten brauste mit Säure.

Das andere Profil zeigte bei 100 cm Tiefe den gleichen rostfarbigen tonigen Schlick, während darüber ein homogener bräunlicher Lehm lagerte, an dem mit freiem Auge keine Horizontbildung zu beobachten war. Das Profil brauste mit Säure nur in der Tiefe von 20—30 cm. Nach Auffassung STREMME's sollte dieses Profil eine Weiterentwicklung des Vorigen darstellen, in dem Sinne, dass wegen absinkenden Grundwasserstandes die Gleibildung des rostfarbenen Horizontes in Rückbildung begriffen und so ein Teil des G-Horizontes zu bräunlichem Lehm geworden sei, während die brausende Schicht im oberen Teile des Profils eine Kalkverlagerung, also den Beginn der Entbasung der Oberkrume andeuten sollte. Die pH-Werte waren folgende :

0—1	cm :	6·8	40—41	cm :	6·8
5—6	„ :	6·9	60—61	„ :	7·2
10—11	„ :	7·4	90—91	„ :	6·7
20—21	„ :	7·5	120—121	„ :	6.9
30—31	„ :	7·5			

Auf mich machte dieses Profil einen etwas anderen Eindruck, nämlich den, als ob hier der im Untergrund auftretende rostbraune Schlick mit einer von ihm ganz verschiedenen alluvialen Ablagerung braunen Auelehms bedeckt worden wäre, während die brausende Schicht in 20—30 cm Tiefe bloss eine Ablagerungsdifferenz vorstellen könnte[43] und nicht einen wirklichen Akkumulationshorizont, wofür sie im Profile wohl auch zu hoch liegt. Ich glaube nicht, dass an dem Fehlen jeglicher Podsolierungserscheinungen auf diesen Alluvionen nur ihr geringes Alter Schuld ist, sondern meine, dass es hier auch in späteren Zeiten überhaupt n i e zu einer regelrechten Podsolierung mit Sesquioxydumlagerung kommen wird, weil eben der Untergrund zu sehr mit toniger Substanz verschmiert, zu wasserundurchlässig ist.

Auf der Heimfahrt von der Danziger Sitzung bot sich mir Gelegenheit, mit meinem Freunde DR. FRIEDRICH ZEUNER von der Universität Breslau

[43] Die Weichsel kommt ja aus Lössgebieten ; bei Hochwasser kann eine plötzliche Änderung im Charakter der alluvialen Ablagerungen während kurzer Zeitperioden dadurch leicht eintreten, dass im Oberlaufe des Flusses andere (kalkreichere) Schichten angeschnitten werden, als früher.

einige diluvialgeologische und bodenkundliche Exkursionen in Oberschlesien ausführen zu können. Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Kollegen ZEUNER auch an dieser Stelle für seine keine Mühe scheuende, anregende Führung herzlichst zu danken.

Eine dieser Exkursionen führte uns nach Rothsürben, in das Schwarzerdegebiet bei Breslau.

Bekanntlich besteht hier eine etwa 1200 km^2 grosse Schwarzerdeinsel, mit der Hauptausdehnung südlich der Oder, während nördlich der Oder nur einige kleinere Flecken in der Gegend von Trebnitz konstatiert sind. Die Natur dieser Böden als echte Schwarzerden wurde zuerst von ALB. ORTH erkannt,[44] der bereits mustergültige Profilbeschreibungen lieferte. Ein Jahrzehnt später studierte A. JENTZSCH[45] die ostdeutsche Schwarzerde, zwar nicht bei Breslau, sondern weiter nördlich bei Mewe, an der Grenze heutigen polnischen und Danziger Gebietes, aber an Böden gleichen Charakters wie bei Breslau. Er bezeichnet sie als «Schwarzerde» oder «humifizierte Rinde des diluvialen Thon- und Geschiebemergels». Auf seine wichtigen Angaben über den Zusammenhang zwischen Struktur des Bodenprofils und dem Auftreten dieser Böden werden wir weiter unten zurückkommen. In neuerer Zeit hat sich VIKT. HOHENSTEIN[46] am eingehendsten mit den Tschernosiominseln der Breslauer und anderer ostdeutschen Gegenden befasst. In seiner Arbeit ist auch ein Übersichtskärtchen[47] der Verbreitung dieser Böden und eine Zusammenstellung der auf sie bezüglichen Literatur enthalten. K. v. SEE[48] und V. HOHENSTEIN teilen das Verdienst, die echten Schwarzerden der ostdeutschen Gegenden zum erstenmale von den mit ihnen in den Niederungen verbundenen anmoorigen Böden scharf unterschieden zu haben. HOHENSTEIN bestätigte, dass südlich von Breslau tatsächlich echter Tschernosiom vorkommt. Bezüglich der Entstehung dieses Bodentypus in Ostdeutschland pflegt man heute allgemein anzunehmen, dass es

[44] ALB. ORTH: Geognostische Durchforschung des schlesischen Schwemmlandes zwischen dem Zobtener und Trebnitzer Gebirge nebst analytischen und petrographischen Bestimmungen, sowie einer Übersicht von Mineral-, Gestein- und Bodenanalysen. Vom landwirtschaftlichen Verein zu Breslau gekrönte Preisschrift; Berlin. 1872. (Verlag v. WIEGANDT & HEMPEL); pag. I—LVIII und 1—361.

[45] A. JENTZSCH: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. XLIII. Lieferung, Gradabt. 33, Nr. 9, Blatt Mewe; Berlin, 1889.

[46] V. HOHENSTEIN: Die ostdeutsche Schwarzerde (Tschernosem) mit kurzen Bemerkungen über die ostdeutsche Braunerde; Internat. Mitteil. f. Bodenkunde (alte Serie), Bd. IX, 1919, pag. 1—31 und 125—178.

[47] V. HOHENSTEIN: A. a. O., pag. 164.

[48] K. v. SEE: Beitrag zur Kenntnis zweier Schwarzerdevorkommen in Deutschland; nt. Mitt. f. Bodenk. (alte Serie), Bd. VIII, 1918, pag. 123—152.

Reliktböden aus der Zeit eines postglazialen Trockenklimas etwa an der Wende von Diluvium und Alluvium seien. Auch V. HOHENSTEIN hat diese Auffassung vertreten. Nach ihm sollten die an die Schwarzerdeinseln angrenzenden Braunerden, die auch manchmal fleckenweise im Innern der Schwarzerdegebiete vorkommen, Produkte einer Degradation unter Waldvegetation sein, während in den bis heute waldfrei gebliebenen Gebieten die Schwarzerde im ursprünglichen Zustande erhalten blieb. Später hat sich O. SCHALOW[48a] auf Grund von Vegetationsstudien noch nachdrücklicher für diese Ansicht ausgesprochen. Ihm zufolge soll die dichte und dauernde Besiedlung des Schwarzerdegebietes von der jüngeren Steinzeit an das Entstehen einer allgemeinen Waldbedeckung und dadurch eine tiefergehende Umwandlung der früher gebildeten Schwarzerde verhindert haben. Dagegen sind auch Stimmen laut geworden, die darauf hinwiesen, dass das Klima der deutschen Schwarzerdevorkommen sich nicht allzu weit von dem der russischen Schwarzerdegebiete entferne. Eine solche Bemerkung findet sich bereits bei H. POTONIÉ.[49] In neuerer Zeit hat dann H. STREMME wiederum die Klimaähnlichkeit der Verbreitungsgebiete der russischen und deutschen Schwarzerde betont[50] und noch jetzt andauernde Bildung für letztere angenommen. Beide Forscher haben allerdings bei ihren Vergleichen mehr auf die klimatischen Verhältnisse Mitteldeutschlands (Magdeburger Börde) und Kujawiens (Gegend von Inowracław [Hohensalza]) gedacht, als auf die niederschlagsreicheren Gebiete bei Breslau, in welchen STREMME das Auftreten von Degradationserscheinungen am Tschernosiom für «möglich», ja sogar für «wahrscheinlich» hält.[50a] Übrigens wurde für die mitteldeutschen Schwarzerdevorkommen bei Magdeburg und Braunschweig auch von E. RAMANN die Reliktentheorie abgelehnt[51] und fortgesetzte Neubildung in der Gegenwart angenommen, nicht ohne das Vorhandensein dieser Schwarzerdeinseln als «merkwürdig» zu bezeichnen.

Das Problematische der Stellung dieser deutschen Schwarzerdeinseln

[48a] O. SCHALOW: Zur Entstehung der schlesischen Schwarzerde; Beihefte z. Bot. Centralbl., Bd. XXXVIII, 1921, Abt. II, Heft 3, pag. 466—473.

O. SCHALOW: Über die schlesische Schwarzerde; Naturwissenschaftl. Wochenschr., Bd. XX, (N. F., Bd. XXXVI d. ganzen Reihe), 1921, Nr. 41, pag. 594—595.

[49] H. POTONIÉ: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Bd. II: Die Humusbildungen (1. Teil); Berlin, 1911, im Vertrieb d. kgl. Preuss. Geol. L. A., pag. 1—326; vgl. pag. 58.

[50] H. STREMME: Grundzüge der praktischen Bodenkunde; 1926, pag. 95.

[50a] H. STREMME: A. a. O., pag. 297.

H. STREMME: Die Verbreitung der klimatischen Bodentypen in Deutschland; Branca-Festschrift, Leipzig, 1914. (Vlg. BORNTRÄGER); pag. 16—75, vgl. pag. 54.

[51] E. RAMANN: Bodenkunde; 1911, pag. 542.

findet sich überhaupt in allen darüber erschienenen Arbeiten mehr oder weniger betont. Tatsächlich muss es ja den auf klimazonaler Grundlage stehenden Bodenkundler in Verzweiflung bringen, räumlich nebeneinander Schwarzerde, Braunerde und sogar Podsolböden zu finden.[52]

Nach dem früher Gesagten verschwindet aber das Problematische in der Stellung dieser Böden sofort und ihr Vorhandensein stellt sich sogar als eine Notwendigkeit heraus.

Leider stehen uns aus den ostdeutschen Schwarzerdegebieten gar keine Daten über die relative Feuchtigkeit zur Verfügung,[53] so dass für diese Gebiete auch keine N.=S.=Quotienten berechnet werden können. Die in ALFR. MEYER's Arbeit dazu benutzten Stationen[54] liegen sämtlich schon ziemlich weit ausserhalb der Schwarzerdeinseln. Für das Breslauer Tschernosiomgebiet stehen nur die Daten von Breslau selbst zur Verfügung. Dies ist insofern noch günstig, als Breslau hart am Rande des Schwarzerdegebiets liegt. Rothsürben im Zentrum des Gebietes hat nach G. HELLMANN[55] fast ganz genau die gleiche jährliche Niederschlagsmenge wie Breslau; (Rothsürben: 586 mm, Breslau: 585 mm). Nur ist es dennoch einigermassen fraglich, ob der für Breslau berechnete N.=S.=Quotient mit vollem Recht auch für das angrenzende Schwarzerdegebiet als charakteristisch angesehen werden darf, da die Station Breslau hart am Rande des Stadtgebietes liegt und möglicherweise die dortigen meteorologischen Daten nur aus diesem Grunde ein verhältnismässig hohes Sättigungsdefizit der Luft an Wasserdampf, bezw. einen ziemlich niedrigen N.=S.=Quotienten ergeben.[56]

Jedenfalls ist es trotzdem sicher, dass das Luftklima sämtlicher ostdeutscher Schwarzerdegebiete in die Überlappungs=

[52] Wie das z. B. von V. HOHENSTEIN (a. a. O., pag. 10) für das Kulmerland und von K. v. SEE (a. a. O., pag. 142) für den Winkel zwischen unterer Ferse und Weichsel bei Mewe erwähnt wird. Diese Beobachtungen stützen meine Annahme, dass sich die N.=S.=Quotienten der Bildungsklimate aller drei Bodentypen überlappen.

[53] Einen allgemeinen Vergleich des schlesischen Klimas mit jenem der Grossen Ungarischen Tiefebene in Bezug auf die landwirtschaftlich wichtigsten Klimaelemente, jedoch ohne Angabe von N.=S.=Quotienten, gab kürzlich ANT. RÉTHLY in einer nur in ungarischer Sprache erschienenen Arbeit: Éghajlati különbségek Szilézia és a Nagy Magyar Alföld között; Köztelek, köz= és mezőgazdasági lap. Az Országos Magyar Gazdasági Egyesület hivatalos közlönye, (Klimatische Unterschiede zwischen Schlesien und der Grossen Ungarischen Tiefebene; Köztelek, volks= und landwirtschaftliches Blatt, Nachrichtenblatt des Ungarischen Landes=Agrikulturvereines), Budapest, XXXVIII, Nr. 61, Juli 1928, pag. 1281—1285.

[54] ALFR. MEYER: A. a. O., pag. 283.

[55] G. HELLMANN: Regenkarten der Provinz Schlesien. Mit erläuterndem Text und Tabellen; Berlin, 1912. (Vlg. DIETR. REIMER [ERNST VOHSEN]), pag. 5.

[56] Vgl. das in Anmerkung No. 25 über das Stadtklima Gesagte.

zone der N.-S.-Quotienten von braunerde- und tschernosiom-bildendem Luftklima (mittl. jähr. N.-S.-Quotienten von 275—350) fällt, wobei es leicht vorkommen kann, dass durch lokale Verhältnisse bedingte, etwas grössere örtliche Niederschlagsmengen sogar bis zum Podsoltypus führen. In dieser Übergangszone müssen geradeso, wie im Danziger Gebiet, die luftklimatischen Faktoren in der bodentypenbildenden Wirkung gegenüber den bodenklimatischen bedeutend zurücktreten; die letzteren werden entscheiden, ob unter den schlesischen klimatischen Verhältnissen Tschernosiom, Braunerde, oder bei etwas mehr Niederschlag sogar Podsol entsteht.

Wieder erhebt sich die Frage, welcher von den hauptsächlichsten bodenklimatisch wirksamen Faktoren: Gesteinsunterlage, Vegetation und Relief in unserem Falle für den entstehenden Bodentypus ausschlaggebend sein wird. V. HOHENSTEIN stellte, wie wir sahen, die Vegetation voran. Rezente, oder in verflossenen Zeiten vorhanden gewesene Waldbedeckung sollte die in einer früheren Epoche gebildete Schwarzerde lokal zu Braunerde, eventuell Podsol degradiert haben.

Ein so kurzer Ausflug, wie ich mit DR. ZEUNER durch das Schwarzerdegebiet von Breslau ausführen konnte, ist selbstverständlich ungenügend dazu, um endgültige Feststellungen zu machen. Doch möchte ich erwähnen, dass nach meiner Impression auch in diesem Gebiet unter den bodenklimatischen Faktoren der Grad der Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes (zusammen mit seinem Kalkgehalt) für die Entstehung der verschiedenen Bodentypen die allergrösste Rolle spielt, nicht aber die jetzige oder ehemalige Vegetation. Im Breslauer Schwarzerdegebiet tritt nämlich der tertiäre Ton stellenweise sehr nahe an die Oberfläche [57] und der schwarze Boden darüber ist obendrein selbst meist in ziemlich schlecht wasserdurchlässigen und reichlich karbonatführenden, mergelig-lehmigen Schichten des Diluviums entwickelt. Schon in der Beschreibung ALB. ORTH's finden wir häufig Angaben, die auf solche Zusammenhänge schliessen lassen. Er schreibt z. B.: «Es kommt vor, dass unter dem dunklen Boden der Geschiebelehm und Geschiebemergel direkt dem tertiären plastischen Thon in geringer Mächtigkeit auflagert, wie bei Reimnitz, oder dass sie, wie in der Nähe bei Peterwitz nur durch eine ganz dünne Sandschicht davon

[57] J. BEHR & O. TIETZE: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lieferung 179, Blatt Rothsürben. Gradabt. 76, Nr. 5; Berlin, 1911.

O. TIETZE: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau; Jahrbuch der Kgl. Preuss. Geolog. L. A. Berlin, Bd. XXXI, Teil I, 1910, pag. 258—298; vgl. pag. 261.

getrennt sind.»[58] Ferner: «Zuweilen liegt der schwarze Boden unmittelbar auf Diluvialmergel oder in geringer Tiefe ist fetter Thon vorhanden.»[59] Allerdings war ORTH selbst der Meinung, für die Bildung der dunklen humosen Böden seien: «... mehr die Terrainverhältnisse, als der Bestand des Untergrundes von Einfluss gewesen, und man findet ihn deshalb auf Sand, Lehm, Mergel und Thon ...»[60] ORTH stellte also für die Bildung dieser Böden den Einfluss des Reliefs allen anderen bodenbildenden bodenklimatischen Faktoren voran, an die erste Stelle. Doch gibt er zugleich an, dass auf Hügeln gegen die Höhe zu der Sandgehalt der Böden zunimmt und gleichzeitig ihre dunkle Farbe verblasst, so dass man schliesslich ganz auf der Höhe nur mehr hellgraulichen sandigen Lehm oder lehmigen Sand findet, häufig mit Sand oder Kies im Untergrunde.[61] Es ist also ganz gut möglich, dass das Verschwinden der Schwarzerde auf den Rücken der aus sandigem Material gebildeten Hügeln nicht allein auf den Einfluss des Reliefs zurückzuführen ist, wie ORTH meinte, sondern einfach auf die Zunahme der Mächtigkeit gut wasserdurchlässiger Schichten im Untergrund, also im Sinne meiner Annahme. Ausserdem darf man nicht vergessen, dass zu ORTH's Zeiten der Unterschied zwischen den anmoorigen schwarzen Böden und den echten Schwarzerden in Schlesien noch nicht bekannt war, was gleichfalls dazu beitragen musste, für die Entstehung der schwarzen Böden das Relief als massgebend zu betrachten.

Es ist bemerkenswert, dass A. JENTZSCH für das Schwarzerdegebiet bei Mewe zu ganz ähnlichen Schlüssen gelangt ist, wie ich für die Breslauer Schwarzerdeinsel, obwohl ich auf meiner Reise durch Schlesien seine Arbeit noch gar nicht kannte. Er schreibt, dass der humose Höhenboden stets schwer durchlässigen Untergrund hat, fast immer Ton, seltener Geschiebemergel[62] und bezeichnet deshalb die Schwarzerde zwischen Ferse und Weichsel geradezu als «humifizierte Rinde des diluvialen Thon- und Geschiebemergels».[63] Ferner schreibt er: «Aus dem allgemeinen Schwarzerde-Mantel ragen einzelne Stellen helleren Bodens mit geringem (für andere Gegenden gewöhnlichem) Humusgehalt hervor. In ihrer Verteilung lässt sich ein Gesetz deutlich erkennen, welches mit der eben geschilderten Entstehung der Schwarzerde in innigem Zusammenhange steht. Humusarm

[58] ALB. ORTH: A. a. O., pag. 58.

[59] ALB. ORTH: A. a. O., pag. 91.

[60] ALB. ORTH: A. a. O., pag. 71.

[61] ALB. ORTH: A. a. O., pag. 71.

[62] A. JENTZSCH: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen. XLIII. Lieferung. Gradabt. 33, Nr. 9, Blatt Mewe, Berlin, 1889. Vgl. pag. 11.

[63] A. JENTZSCH: A. a. O., pag. 37.

sind alle Böden mit durchlässigem Untergrund und solche mit stark geneigter Oberfläche. Dies trifft zu: 1. für die höchsten Gipfel der Platte, welche von Oberdiluvialmergel bedeckt sind, der bekanntlich etwas durchlässiger als Thon ist; wo dagegen Diluvialmergel in nur geringer Mächtigkeit über Thon liegt, machte sich die Undurchlässigkeit des Letzteren bis oben hin geltend und bewirkte Humusansammlung; 2. für den an den Gehängen hervortretenden Unteren Diluvialmergel». «An den Höhenrändern ist, offenbar wegen besserer Entwässerung, selbst Thonboden bisweilen humusarm.»[64]

Später schreibt K. v. See[65] über dasselbe Gebiet: «Das Mewer Schwarzerdegebiet ist in weit höherem Masse als das der Börde durch einen vielfachen Wechsel in der Oberflächenfarbe ausgezeichnet, indem grössere, tief schwarz gefärbte Regionen mit solchen von bräunlicher oder fast ganz heller Farbe in geringerer Ausdehnung wechseln. Mit Ausnahme der Fälle, wo an stärker geneigten Hängen infolge atmosphärischer Einflüsse eine ungestörte Bodenbildung unterbunden ist, sind die Ursachen dieser Erscheinung in lokalen petrographischen Verhältnissen der Ackerkrume des flachen und zum Teil auch sicher des tieferen Untergrundes zu suchen; besonders einleuchtend ist dies für den Bezirk der Oberdiluvialmergel, auf denen die Schwarzerdebedeckung eine auffallend lückenhafte ist». Ferner: «Der Wirkungsbereich der klimatischen Faktoren erreicht hier demnach in Hinsicht auf Schwarzerdebildung ein Minimum, so dass die letzteren in der für das Mewer Gebiet zutreffenden Kombination zwar Schwarzerde bilden können, aber dabei an besonders enge petrographische und wohl auch noch andere, jedenfalls lokale Bedingungen geknüpft sind, die sich zum Teil überdecken und deshalb schwer zu erkennen oder gar bei dem heutigen Stande der Humusforschung gegeneinander abzuwägen sind».

Wir haben also für die ostdeutsche und polnische Schwarzerdebildung im allgemeinen und speziell für die Schwarzerdebildung im Odertale bei Breslau entgegen manchen bisherigen Anschauungen (Stremme) unzweifelhaft ein Überwiegen bodenklimatischer Einflüsse gegenüber den luftklimatischen anzunehmen. Es ist zwar richtig, dass die verschiedenen N.-S.-Quotienten (vgl. die Tabelle VI am Schlusse dieser Arbeit) für ausserhalb der Schwarzerdegebiete liegende Stationen Schlesiens (Oppeln, Görlitz, Grünberg) eine viel grössere Humidität des Klimas anzeigen als für Breslau, das am Rande einer Schwarzerdeinsel liegt und dessen N.-S.-Quotienten sich in den Sommermonaten (vergl. Fig. 2 und die Tabelle VI am Schlusse der Arbeit) bereits jenen der Ungarischen Tiefebene nähern. Wenn

64 A. Jentzsch: A. a. O., pag. 13.

65 K. v. See: A. a. O., (Anmerk. Nr. 48), pag. 142—143.

man davon absieht, dass, wie vorhin erwähnt, die klimatologische Bedeutung der Daten für Breslau als eines Stadtobservatoriums einigermassen fraglich ist und für die Schwarzerdeinseln eine tatsächlich grössere Aridität des Luftklimas annimmt, so hat dies im Sinne des Gesagten doch nur die Bedeutung, dass wir uns aus der einen luftklimatischen Zone, in der je nach den bodenklimatischen Faktoren alternative Bildung von Braunerde und

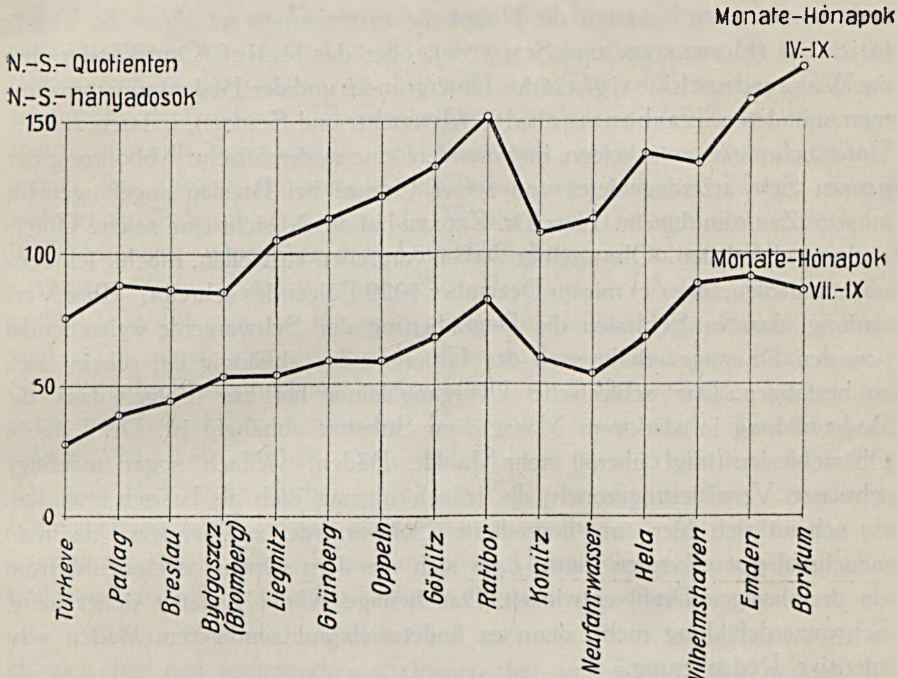


Fig. 2. N.-S.-Quotienten der Sommerperioden April—September und Juli—September für einige Stationen der Grossen Ungarischen Tiefebene, Schlesiens, der Ostsee- und Nordsee-Gebiete.

Podsol möglich ist, in die andere Übergangszone versetzt sehen, in der unter ein und demselben Luftklima nach Massgabe der bodenklimatischen Faktoren entweder Braunerde oder Tschernosiom entsteht. In dieser Hinsicht ist es besonders interessant, dass V. Hohenstein in seiner Arbeit[66] ausdrücklich angibt, dass in der Gegend von Liegnitz und Neumarkt-Canth keine echte Schwarzerde vorkommt, sondern, dass die Höhenböden dieser Gegend braune lehmige Sandböden seien, die zu den Braunerden, bezw. podsoligen Böden zu stellen sind. Eine Detailuntersuchung wäre wün-

[66] V. Hohenstein: A. a. O., pag. 11, 155 und 158. Die von Ramann (Bodenkunde, pag. 539) aus der Gegend von Liegnitz angeführten Schwarzerden sind nach Hohenstein bloss anmoorige Niederungsböden.

schenswert, ob diese Erscheinung nicht auf der grösseren Durchlässigkeit (sandigeren Beschaffenheit) des Untergrundes beruht, da doch die N.-S.-Quotienten von Liegnitz denjenigen von Breslau sehr nahe kommen.

Also nicht das Luftklima allein ist bestimmend für die Tschernosiombildung in diesen Gebieten, sondern (und in viel höherem Masse) das Bodenklima. Welchem nun unter den verschiedenen, stets zusammen wirksamen bodenklimatischen Faktoren die Hauptrolle einzuräumen sei, ob es die Vegetation ist (Hohenstein und Schalow), oder das Relief (Orth), oder aber die Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes und der Bodenkrume, zusammen mit deren Karbonatgehalte (Jentzsch und Scherf), müssen weitere Untersuchungen entscheiden, insbesondere eine systematische Abbohrung des ganzen Schwarzerdegebietes von seiner Grenze bei Breslau angefangen bis in sein Zentrum hinein. Herr Dr. Zeuner hat die Absicht eine solche Untersuchung einzuleiten. Ohne seiner Arbeit vorgreifen zu wollen, möchte ich dennoch mitteilen, dass er mir im Dezember 1929 Folgendes schreibt: «Ihre Vermutung, dass in Schlesien die Degradierung der Schwarzerde weitgehendst von den Drainageverhältnissen des Untergrundes abhängig ist, scheint sich zu bestätigen. Das schlesische Übergangsklima hat zur Folge, dass die Bodenbildung in stärkstem Masse vom Substrat abhängig ist. Der Löss in Oberschlesien trägt überall sehr dunkle Böden, vielfach sogar mächtige schwarze Verwitterungszonen, die jedoch niemals sich als basisch erwiesen. Es scheint sich hier um degradierte Schwarzerde zu handeln, da man manchmal gut erkennen kann, dass sich aus dem schwarzen Bodenhorizont ein dreiphasiges Profil entwickelt. Das heutige Klima gestattet sicher keine Schwarzerdebildung mehr, denn es findet sich auf sandigerem Boden sehr intensive Podsolierung.»

Ein von mir und Herrn Dr. Zeuner gemeinsam mit dem Bohrstock studiertes Profil bei Rothsürben war echte Schwarzerde,[67] ohne jedes Anzeichen einer beginnenden Degradation. Die Ackerkrume war in lössartigem, karbonathältigem Diluviallehm gebildet, der von 0 bis 90 cm reichte; dann folgte in 90—100 cm Tiefe ein etwas toniger, in 100—110 cm mehr sandiger, grauer Geschiebemergel und von ca. 110 cm an ein fetter (Tertiär?-)Ton. Folgende pH-Werte wurden erhalten:

0—1 cm	: 8·2	50—51 cm	: 8·1
10—11 „	: 8·2	80—81 „	: 8·5
20—21 „	: 8·2	100—101 „	: 8·6
30—31 „	: 8·1	120—121 „	: 8·6

[67] Im Lohe-Tal bei Rothsürben trafen wir auch ein Beispiel jener anmoorigen Böden an, die früher häufig mit der echten Schwarzerde verwechselt worden sind; pH-Werte waren: 0—1 cm 7·3, 10—11 cm 6·9, 50—51 cm 6·9.

Die Entbasung abbremsende Wirkung einer an die Oberfläche herantretenden undurchlässigen und dabei kalkkarbonathältigen Untergrundschicht ist, wie im Vorhergehenden hervorgehoben wurde, stets komplexer Natur: einerseits Kalkkarbonatwirkung, andererseits Wirkung durch Verminderung der lösenden Wassermenge. Es scheint, dass in jener Übergangszone, in der unter demselben Luftklima sowohl Braunerde als auch Podsol entstehen kann (vgl. Fig. 1), wegen der grossen Menge des auf den Boden einwirkenden Wassers der Durchlässigkeitsfaktor wichtiger ist, als der Kalkfaktor; (vgl. z. B. die aus der Schweiz angeführten Beispiele). Dagegen scheint in der anderen Übergangszone, nämlich in der Zone alternativer Entstehung von Schwarzerde und Braunerde unter demselben Luftklima, wegen der absolut genommen verhältnismässig geringen Menge lösend wirksamen Niederschlagswassers die Wirkung im Untergrunde vorhandenen Kalkkarbonates gegenüber dem Durchlässigkeitsgrad in den Vordergrund zu treten. V. Hohenstein erwähnt[68] z. B. in seiner Arbeit Schwarzerdeprofile (von Jacewo in Kujawien), die auf kalkhältigem Sand gebildet sind. Man muss also annehmen, dass in dem ostdeutschen Braunerde—Schwarzerde-Übergangsklima gelegentlich eine Schwarzerde auch dann noch bestehen kann, wenn der Untergrund zwar stark durchlässig ist, jedoch viel Kalk enthält. Wie jedoch aus der erwähnten Mitteilung Zeuner's hervorgeht, dürften in solchen Fällen bei eingehenderer chemischer Untersuchung wohl immer schon Anzeichen beginnender Entbasung zu konstatieren sein. Eine Ergänzung der Untersuchungen an ostdeutschen und polnischen Schwarzerden in dieser Hinsicht ist wünschenswert.

Weitere Untersuchungen werden auch die Frage zu klären haben, ob es sich bei den ostdeutschen Schwarzerden um Reliktböden handelt, die wegen abgebremster Auswaschung, verursacht durch mangelhafte Durchlässigkeit und Gegenwart von Kalkkarbonat im Untergrunde erhalten geblieben sind, oder ob (aus den gleichen Ursachen) die Bildung dieser Schwarzerden ein rezenter Vorgang ist?

Die klimazonale Bodenlehre wird sich damit abzufinden haben, dass es bestimmte, durch die Überlappungszonen der N.-S.-Quotienten hinreichend gut definierte Luftklimate gibt, die ebenso gut als Schwarzerde-, wie als Braunerde-, ja unter Umständen gleichzeitig sogar als Podsolklimate aufzufassen sind und danach trachten müssen, diesen Umstand auch bei der Verfassung der Bodenkarten zu berücksichtigen.

Die in dieser Studie angeführten Beispiele dürften genügen, um darzulegen, welche Bedeutung unter solchen besonderen luftklimatischen Ver-

[68] V. Hohenstein: A. a. O., pag. 162—163.

hältnissen die Summe der bodenklimatischen Faktoren und unter diesen auch ganz besonders der Wasserdurchlässigkeitsgrad des Untergrundes für die Entstehung der Bodentypen erlangen kann.

Wie aus den Daten für Túrkeve in Fig. 1 hervorgeht, fällt den N.-S.-Quotienten nach auch das Klima der Ungarischen Tiefebene an den Rand der klimatischen Übergangszone mit je nach der Bodenunterlage alternierender Tschernosiom- und Braunerdebildung, besonders wenn wir die Grenzen dieser Zone etwas weiter stecken, als es MEYER getan hat. Es ist auch tatsächlich das Auftreten typischen Tschernosioms in der Ungarischen Tiefebene stets an Löss (Kalkkarbonat) im Untergrunde gebunden und darum dieser Bodentypus bei uns als relativ endodynamomorph zu betrachten. Die grössere Aridität des ungarischen Tiefebeneklimas gegenüber dem schlesischen Schwarzerdeklima, besonders in den Sommermonaten Juli, August und September (vgl. Fig. 2 und die Graphikons I—VI der Tafel), hat zur Folge, dass bei uns auf Löss als Bodenunterlage noch nicht die Spur jener beginnenden Bildung von A—B—C-Profilen zu bemerken ist, von der DR. ZEUNER auf den schlesischen Lössen schreibt. Bei uns muss schon Sand die Bodenunterlage bilden, damit an Stelle des typischen Tschernosioms humose Braunerden mit $CaCO_3$-Verlagerung treten können, d. h. die grössere Durchlässigkeit des Untergrundes die Abbremsung der Entbasung durch den Kalkgehalt besiegen kann.

* * *

Es lag ursprünglich nicht in meiner Absicht, in dieser Studie über das rein Bodenkundlich-Genetische hinauszugehen. Doch haben die in der beigeschlossenen Tafel gegebenen Klimagraphikons das lebhafte Interesse unserer Botaniker, Landwirte und Techniker erregt, weil eine derartige übersichtliche graphische Vergleichung der Klimatypen bisher noch nicht vorlag und ausserdem die klimatischen Kennzahlen, insbesondere die N.-S.-Quotienten, auch für die in der allerletzten Zeit bei uns in den Vordergrund des Interesses getretene praktische Frage der künstlichen Bewässerung der Grossen Ungarischen Tiefebene von grösster Bedeutung sind.

Es scheint darum angebracht, die verschiedenen angeführten Klimatypen auch in diesen Beziehungen näher zu beleuchten.

Von den beiden in dieser Arbeit angeführten ungarischen Stationen hat eigentlich nur Túrkeve ein für die zentralen Teile der Ungarischen Tiefebene typisches Klima. Pallag (bei Debrecen) hat, wie aus allen Graphikons dieser Arbeit hervorgeht, ein bedeutend humideres Klima als die eigentlichen

Tiefebenestationen, was im ersten Moment insofern befremdend anmutet, als gar nicht sehr weit, nur etwa 30 km von Debrecen entfernt, eines der trockensten Gebiete Ungarns, die «Hortobágy»-Steppe liegt. Zur Erklärung dieser Erscheinung dürfte die Vermutung von P. VUJEVIĆ[69] zutreffen.

Er erklärt die Regeninsel der «Nyirség» NO-lich von Debrecen dadurch, dass vorherrschende SW- und W-Winde[70] durch die sehr starke Verdunstung[71] auf der Hortobágy mit Feuchtigkeit beladen werden und diese beim Eintritt in das Hügelland der Nyirség zum Teil fallen lassen. Pallag bei Debrecen liegt so ziemlich in der Mitte zwischen dem Trockengebiete Hortobágy und der Regeninsel Nyirség und hat bereits etwas geringere Sommertemperaturen als die Hortobágy, doch immerhin noch so hohe, dass in den Sommermonaten die Luft an Wasserdampf stark ungesättigt bleibt. Erst beim rapiden Absinken der Temperatur im Oktober wird der Sättigungspunkt überschritten und es fallen dann die Niederschläge des Herbstmaximums. Im ganzen ist die Humidität des Pallager Klimas, — (wie das insbesondere aus der später folgenden Tabelle 1b und dem Graphikon Fig. 4 hervorgeht), — im Winter grösser als die Humidität des schlesischen Tschernosiom—Braunerde-Gebietes (Breslau—Liegnitz), bleibt jedoch im Sommer weit hinter jener zurück.

Mit VUJEVIĆ müssen wir annehmen, dass in der Ungarischen Tiefebene: «. . . . die Verdunstung eine reichliche Nahrung für den Niederschlag bietet, dass neben dem grossen Kreislaufe, welcher die Verhältnisse zwischen Ozean und Kontinent reguliert, auch ein kleinerer, geschlossener Kreislauf vom Alfölde zum Gebirge besteht. Durch W-Winde werden die Luftmassen nach E und NE gebracht, hier erfolgt ein Niederschlag, welcher durch Flüsse wieder ins Alföld gelangt, um hier zum Teil wieder der Verdunstung anheim zu fallen.» Auf diese Weise erklären sich auch die zwei Maxima in den monatlichen Niederschlagsmengen unserer Tiefebene, — (vgl. die

[69] P. VUJEVIĆ: Die Theiss. Eine potamologische Studie; Geographische Abhandl., herausgeg. von A. PENCK, 1906, Bd. VII, Heft 4, pag. 1—76. Vgl. pag. 58—59.

[70] Vgl. J. HEGYFOKY: A szél iránya a Magyar Szent Korona országaiban, a barométerállás és az eső című függelékkel. — Über die Windrichtung in der Ländern der Ungarischen Krone nebst einem Anhang über den Barometerstand und Regen; Budapest 1894, pag. 1—175. (Kiadja a Kir. Magy. Természettud. Társ. — Verlag d. Kön. Ung. Naturw. Ges.)

ALB. DEFANT: Die Windverhältnisse im Gebiete der ehemaligen österr.-ungar. Monarchie; Anhang z. Jahrb. d. Zentralanst. f. Meteor. u. Geodynamik, LVII. Jahrg., 1920. (Neue Folge), Wien, 1924, pag. 1—14.

[71] Über die Verdunstung in der Ungarischen Tiefebene gibt P. VUJEVIĆ in der erwähnten Arbeit in Tabelle XXV auf pag. 65 sehr interessante Daten, aus denen hervorgeht, dass in den zentraler gelegenen Teilen der Tiefebene mindestens Dreiviertel des Niederschlages durch Verdunstung wieder in die Luft gelangen.

Graphikons II und III der Klimatafel am Schlusse meiner Arbeit), — die schon A. v. ANDERKÓ[72] als charakteristisch für das kontinentale Klima der Tiefebene hervorgehoben hatte. Das Regenminimum im Sommer bedeutet einfach soviel, dass die Sommerregen unserer Tiefebene fast keine andere Quelle haben, als jene Wassermengen, die auf der Fläche der Tiefebene selbst in die Luft verdunstet sind. Der Wasserdampf der Luft kondensiert sich nur dann zu Regen, wenn in irgend einer der Luftschichten durch plötzliche Abkühlung der Sättigungspunkt rasch unterschritten wird. Hiezu ist in unserer Tiefebene im Sommer selten Gelegenheit vorhanden, da dann auch die oberen Luftschichten, — wie es die Daten der Ballonsonden und Flugzeugaufstiege beweisen, — trotz des Abfalles der Temperatur gegen die Höhe zu gewöhnlich an Wasserdampf noch sehr ungesättigt sind. Unsere Landwirtschaft hat also in der Tiefebene darum mit sommerlichen Dürreperioden zu kämpfen, weil infolge der sehr hohen Sommertemperaturen die Luft für das verdunstende Wasser stets sehr aufnahmsfähig und weitab vom Sättigungspunkt mit Wasserdampf bleibt. Ereignen sich auf unserer Tiefebene innerhalb der Sommerperiode auch manchmal kurz andauernde Wetterstürze, so verdunstet das niedergefallene Wasser doch sofort wieder in die Luft zurück. Erst bei dem rapiden und bleibenden Absinken der Temperatur im Oktober gelangen die in der Luft vom Sommer her als Dampf verbliebenen Wassermassen zur raschen Kondensation und rufen dadurch das sekundäre Herbstmaximum im Niederschlag und die charakteristischen Bodennebel des Herbstes hervor. Hätten wir es in der Hand, auf irgend eine Weise künstlich nach Belieben die Juni—Juli—August—September-Temperaturen zu drücken, so brauchten wir um die künstliche Bewässerung der Tiefebene nicht besorgt zu sein. Man kann aus den Daten der am Schlusse dieser Arbeit mitgeteilten Tabellen I und V (Teil b), sowie der Sättigungsgewichts-Dampfkurve des Wassers ausrechnen, um wieviel Celsiusgrade die Temperatur der Luft an der Bodenoberfläche gesenkt werden müsste, damit sie in Bezug auf das im betreffenden Monat in ihr tatsächlich vorhandene Quantum Wasserdampf (Tab. V, Teil b) gesättigt würde.

Es ergibt sich, dass zur Erreichung des Sättigungszustandes der Luft die mittlere Lufttemperatur an der Bodenoberfläche gesenkt werden müsste in :

[72] A. v. ANDERKÓ: A csapadék átlagos eloszlása Magyarországon (1871—1900). Durchschnittliche Vertheilung des Niederschlages in Ungarn (1871—1900). A Magy. Kir. Orsz. Meteor. és Földmágn. Int. Évkönyvei, 1901. évf., XXXI. köt., IV. rész, XXX—XXXIX. old. — Jahrbüch. d. Kön. Ung. Reichs-Anst. f. Meteor. und Erdmagn. 1901, Bd. XXXI, Teil IV, pag. XXX—XXXIX. Vgl. pag. XXXVIII.

Túrkeve:

Im Juni	von	19·1° C	auf	13·9° C,	d. i.	um	5·2° C,
„ Juli	„	21·7° C	„	15·0° C,	„	„	6·7° C,
„ August	„	20·5° C	„	13·8° C,	„	„	6·7° C,
„ September	„	16·2° C	„	10·8° C,	„	„	5·4° C.

Pallag (bei Debrecen):

Im Juni	von	19·1° C	auf	13·9° C,	d. i.	um	5·2° C,
„ Juli	„	21·1° C	„	15·0° C,	„ „	„	6·1° C,
„ August	„	19·9° C	„	13·9° C,	„ „	„	6·0° C,
„ September	„	15·2° C	„	10·8° C,	„ „	„	4·4° C.

Solche Temperaturstürze ereignen sich in unseren Sommern manchmal im Gefolge kalter Windeinbrüche wirklich und dann gibt es eben eine Wetterkatastrophe. Absolut genommen ist ja bei uns in der Tiefebene im Sommer nicht etwa wenig Wasserdampf in der Luft vorhanden, sondern sehr viel, mehr als zu irgend einer anderen Jahreszeit, nur ist die Luft trotzdem relativ sehr ungesättigt; (vgl. Tabelle IV am Schlusse dieser Arbeit und Graphikon Nr. IV der Tafel). Es ist dies eine für den kontinentalen Klimatypus ganz allgemeine Erscheinung, die sich potenziert in den ganz ausserordentlichen Wassermassen wiederfindet, die bei den Wolkenbrüchen der Wüsten niederfallen. In den ozeanischen Klimaten dagegen wirkt die Wassermasse des Ozeans als ausgleichender Regulator der Monatstemperaturen (vgl. Tab. I, bezw. Graphikon I) und ausserdem hat die Luft mehr Gelegenheit sich auch im Sommer an Wasserdampf anzureichern.

Dies ergibt sich einerseits aus den Daten der Tabelle IV, beziehungsweise des Graphikon IV, sowie aus folgenden Zahlen:

Zur Erreichung des Sättigungszustandes der Luft müsste die mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche gesenkt werden im:

Ostseegebiet:
Mittel der Stationen Hela—Neufahrwasser.

Im Juni	von	14·8° C	auf	10·3° C,	d. i.	um	4·5° C,
„ Juli	„	17·3° C	„	12·8° C,	„ „	„	4·5° C,
„ August	„	16·6° C	„	12·5° C,	„ „	„	4·1° C,
„ September	„	13·8° C	„	10·0° C,	„ „	„	3·8° C.

Nordseegebiet:
Mittel der Stationen Emden—Wilhelmshaven—Borkum.

Im Juni	von	14·6° C	auf	10·8° C,	d. i.	um	3·8° C,
„ Juli	„	16·3° C	„	12·6° C,	„ „	„	3·7° C,
„ August	„	15·8° C	„	12·5° C,	„ „	„	3·3° C,
„ September	„	13·7° C	„	10·6° C,	„ „	„	3·1° C.

Bei der Wertung dieser Zahlen bedenke man, dass sie sich bloss auf die mittleren Monatstemperaturen der Luft an der Erdoberfläche stützen. Die günstigeren Kondensationsbedingungen des Wasserdampfes in den ozeanischen Klimaten werden aber selbst bei dieser globalen Wertung noch gut zum Ausdruck gebracht.

Ein aufsteigender Strom warmer, mit Wasserdampf beladener Luft wird unter ozeanischen Bedingungen unvergleichlich leichter zu Niederschlägen Anlass geben, als unter kontinentalen, weil er weniger hoch steigen muss, um den zur Sättigung nötigen Temperaturabfall zu erleiden. Davon abgesehen sind die höheren Luftschichten in den ozeanischen Klimaten im Sommer wohl überhaupt feuchter, als bei uns.

In den ozeanischen Klimaten sind nicht nur die Kondensationsbedingungen des vorhandenen Wasserdampfes zufolge der geringeren Sommertemperaturen günstiger als bei dem Klima der Ungarischen Tiefebene, sondern auch die Ergänzungsmöglichkeit des Wasserdampfgehaltes der Luft ist dort eine unvergleichlich günstigere. Das kontinentale Becken der Grossen Ungarischen Tiefebene liegt im Sommer fast nach allen Richtungen im Regenschatten von Bergen. Im Sommer sind die herrschenden Winde alle gegen das Innere der Tiefebene gerichtet. Dies geht bereits aus den früher angeführten Arbeiten von J. Hegyfoky und A. Defant hervor, noch deutlicher aber aus Manuskriptkarten der herrschenden Windrichtungen, die Herr Universitätsassistent L. v. Nagy zusammenstellte und mir noch vor der Veröffentlichung zu zeigen die Freundlichkeit hatte. Daher verlieren die Sommerwinde ihren Wassergehalt bereits bei dem Übersteigen des Bergkranzes. Einzig in der Richtung gegen W, d. h. gegen Transdanubien (Dunántúl) zu ist das Becken unserer Tiefebene geöffnet. Im Sommer kommt aber auch aus dieser Richtung nicht viel Wasserergänzung mit den Winden. Es scheint, dass das im Abfluss der Flüsse alljährlich der Tiefebene entzogene Wasserquantum hauptsächlich von Westen her und im Frühjahre wieder ergänzt wird. (In dieser Hinsicht ist eine mir mündlich mitgeteilte Beobachtung von P. Treitz von Interesse. Er meint nämlich, es gelte ziemlich gut die Regel, dass einem niederschlagsarmen Frühjahr in Transdanubien ein niederschlagsreiches Frühjahr in der Tiefebene entspräche. Sollte eine zukünftige Aufarbeitung der meteorologischen Daten diese Regel tatsächlich zahlenmässig bestätigen, so wäre dies zugleich auch eine Bestätigung der von W her erfolgenden Wasserergänzung der Ungarischen Tiefebene; die Tiefebene würde dann zu Transdanubien in etwa demselben Verhältnis stehen, wie die Hortobágy zu der Nyirség. Viel Wasserverdunstung in Transdanubien ergäbe in der Tiefebene viel Niederschlag, solange dort im Frühjahr die Temperaturen noch niedrig sind.)

Im Sommer ist also die Ungarische Tiefebene fast ausschliesslich auf das vom Winter her verbliebene und auf das mit den Frühjahrswinden zugewanderte Wasserquantum angewiesen, eine weitere Sommerergänzung von W und damit indirekt vom Ozean her erfolgt nur in sehr geringem Masse. Das heisst, in der Ungarischen Tiefebene werden die Sommerregen fast ausschliesslich nur durch das im Becken der Tiefebene selbst verdunstete und am sekundären Kreislauf (von der Ebene zum umgebenden Bergkranz) teilnehmende Wasser gespeist, wie das oben ausgeführt wurde. Anders verhält es sich in den dem Ozean benachbarten Gebieten. Dort liefert das grosse Wasserreservoir auch im Sommer stets erneut grosse Wassermengen nach. Wir sehen aus den Daten der Tabelle V (Teil b), dass in diesen Gebieten absolut genommen die in der Luft vorhandenen Mengen Wasserdampf in Grammen trotz der geringeren Verdunstung dennoch fast an die sommerlichen Wassermengen in der Luft von Túrkeve und Pallag heranreichen. Doch ist in den ozeanischen Klimaten im Sommer die relative Feuchtigkeit grösser, was ja auch aus den Daten der Tabelle IV hervorgeht.

Aus beiden Gründen, — nämlich günstigere Kondensationsmöglichkeit des Wasserdampfes wegen geringerer Sommertemperaturen und vermehrte Nachlieferung von Feuchtigkeit durch den Ozean auch während des Sommers, — haben die ozeanischen Klimate der Nord- und Ostseegebiete nur ein einziges ausgesprochenes Niederschlagsmaximum. Es fällt in jene Zeitperiode, wo absolut genommen das grösste Quantum Wasserdampf in der Luft vorhanden ist, also in die Zeit der Temperaturmaxima. Auch in diesen Gebieten verdunstet in den Sommermonaten viel Wasser, doch sind die Temperaturen gleichzeitig relativ so niedrig, dass die Luft stets nahe dem Sättigungspunkte mit Wasserdampf bleibt und bereits geringfügige Temperaturschwankungen auch im Sommer reichliche kondensierte Niederschläge auslösen. In ähnlicher Weise wie der Ozean, wirkt die Nähe von Gebirgen puffernd auf Temperatur, Niederschlag und Verdunstung. Das wird durch die Klimadaten der schlesischen Braunerde—Podsolgebiete (Oppeln—Görlitz—Grünberg) illustriert. Wir sehen wieder nur ein Regenmaximum, das mit der Zeit des Temperaturmaximums zusammenfällt. Selbst die Insel des Schwarzerde—Braunerdegebiets des Odertales (Breslau—Liegnitz) ist diesem Einflusse nicht gänzlich entzogen, denn das Regenmaximum liegt im Juli und darum ist auch das Klima dieser Insel relativ günstiger, als das Klima des Schwarzerdegebietes der Ungarischen Tiefebene. Das Klima von Breslau—Liegnitz ist im Sommer deshalb humider als jenes von Pallag, weil bei ersterem auch im Sommer eine beträchtliche Niederschlagszufuhr von aussen her erfolgt. Wenn man nur die Kondensationsbedingungen des Wasserdampfes

Tabelle 1a.

Vergleich des Klimas von Túrkeve mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, welche in Túrkeve zur Erzielung gleicher Humidität wie in den Vergleichsregionen notwendig wäre.

Station und Monat (Periode)	Auf der ungarischen Station besteht gegenüber jener Niederschlagsmenge, die notwendig wäre, um auf der ungarischen Station ein dem unten angegebenen Klimagebiete gleich humides Klima zu erzielen, ein:							
	Niederschlagsmanko mm				Niederschlagsüberschuss mm			
	Nordseegebiete (Emden—Wilhelmshaven—Borkum)	Ostseegebiete (Hela—Neufahrwasser)	Schlesien: Braunerde-Podsolgebiete (Opeln—Görlitz—Grünberg)	Schlesien: Braunerde-Tschernosiomgebiete (Breslau—Liegnitz)	Nordseegebiete (Emden—Wilhelmshaven—Borkum)	Ostseegebiete (Hela—Neufahrwasser)	Schlesien: Braunerde-Podsolgebiete (Opeln—Görlitz—Grünberg)	Schlesien: Braunerde-Tschernosiomgebiete (Breslau—Liegnitz)
Túrkeve. I.	23	—	3	—	—	7	—	14
II.	48	3	13	—	—	—	—	5
III.	41	24	27	7	—	—	—	—
IV.	21	10	11	—	—	—	—	8
V.	20	21	15	5	—	—	—	—
VI.	32	13	3	—	—	—	—	13
VII.	99	64	80	49	—	—	—	—
VIII.	140	77	58	32	—	—	—	—
IX.	81	35	47	26	—	—	—	—
X.	59	—	2	—	—	12	—	22
XI.	32	4	2	—	—	—	—	10
XII.	23	9	—	—	—	—	2	16
Jahr.	619	241	259	31	—	—	—	—
IV—IX.	393	220	214	91	—	—	—	—
VII—IX.	320	176	185	107	—	—	—	—

Tabelle 1b.

Vergleich des Klimas von Pallag (bei Debrecen) mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, welche in Pallag zur Erzielung gleicher Humidität wie in den Vergleichsregionen notwendig wäre.

Station und Monat (Periode)		Auf der ungarischen Station besteht gegenüber jener Niederschlagsmenge, die notwendig wäre, um auf der ungarischen Station ein dem unten angegebenen Klimagebiete gleich humides Klima zu erzielen, ein:							
		Niederschlagsmanko mm				Niederschlagsüberschuss mm			
		Nordseegebiete (Emden—Wilhelmshaven—Borkum)	Ostseegebiete (Hela—Neufahrwasser)	Schlesien: Braunerde-Podsolgebiete (Opeln—Görlitz—Grünberg)	Schlesien: Braunerde-Tschernosiomgebiete (Breslau—Liegnitz)	Nordseegebiete (Emden—Wilhelmshaven—Borkum)	Ostseegebiete (Hela—Neufahrwasser)	Schlesien: Braunerde-Podsolgebiete (Opeln—Görlitz—Grünberg)	Schlesien: Braunerde-Tschernosiomgebiete (Breslau—Liegnitz)
Pallag (Debrecen).	I.	14	—	—	—	—	10	2	16
	II.	29	—	3	—	—	5	—	11
	III.	24	11	13	—	—	—	—	3
	IV.	23	13	12	—	—	—	—	3
	V.	20	20	15	5	—	—	—	—
	VI.	30	13	3	—	—	—	—	12
	VII.	70	39	53	25	—	—	—	—
	VIII.	110	54	38	15	—	—	—	—
	IX.	48	11	20	4	—	—	—	—
	X.	48	—	—	—	—	13	4	22
	XI.	18	—	—	—	—	7	9	20
	XII.	0	—	—	—	0	26	20	31
	Jahr.	434	100	122	—	—	—	—	69
	IV—IX.	301	150	141	34	—	—	—	—
	VII—IX.	228	104	111	44	—	—	—	—

bei der Verdunstung an Ort und Stelle betrachtet, sind beide Klimate ziemlich gleich schlecht gestellt, wie das aus folgenden Daten zu ersehen ist.

Zur Erreichung des Sättigungszustandes der Luft müsste die mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche gesenkt werden im:

Schlesischen Schwarzerdegebiet:

Mittel der Stationen Breslau—Liegnitz.

Im Juni	von	16·8° C	auf	10·4° C,	d. i. um	6·4° C,
„ Juli	„	18·4° C	„	12·2° C,	„ „ „	6·2° C,
„ August	„	17·4° C	„	11·4° C,	„ „ „	6·0° C,
„ September	„	13·9° C	„	9·6° C,	„ „ „	4·3° C.

Schlesischen Braunerdegebiet:

Mittel der Stationen Oppeln—Görlitz—Grünberg.

Im Juni	von	16·6° C	auf	11·0° C,	d. i. um	3·4° C,
„ Juli	„	18·0° C	„	12·8° C,	„ „ „	5·2° C,
„ August	„	17·1° C	„	12·2° C,	„ „ „	4·9° C,
„ September	„	13·7° C	„	9·6° C,	„ „ „	4·1° C.

* * *

Es soll nun gezeigt werden, wie man an Stelle der bisherigen, mehr-weniger rohen, den wirklichen Wasserbedarf meist viel zu hoch veranschlagenden Schätzungen, auf Grund der N.-S.-Quotienten von Meyer ein viel besseres Bild des monatlichen Ganges des Wasserbedarfes der Ungarischen Tiefebene konstruieren kann. Leider kann hier nur der Weg gewiesen werden, denn erstens werden Messungen der relativen Luftfeuchtigkeit, deren Kenntnis zu den Rechnungen erforderlich ist, bei uns erst an ziemlich wenigen Orten der Tiefebene angestellt, zweitens aber sind auch die vorliegenden, zum Teil bereits recht ansehnlich langen (10—20 Jahre umfassenden) Messungsreihen noch nicht fachkritisch zu den Mittelwerten verarbeitet worden, so dass vorerst noch die nötigen Unterlagen zu einer Beurteilung der Verhältnisse im ganzen Areale der Ungarischen Tiefebene fehlen. Wir müssen uns auf die Durchführung der Rechnungen für Túrkeve (Komitat Jász-Nagykun-Szolnok) und Pallag bei Debrecen (Kom. Hajdu) beschränken, für welche Orte durchgerechnete Mittelwerte der rel. Feuchtigkeit für die Periode 1871—1900 zu erlangen waren. Aus den Zahlen der Tabellen 1a und 1b (pag. 44—45), bezw. den Graphikons Fig. 3 und 4 (pag. 48—49) wird zugleich der Unterschied des kontinentalen Klimas der Ungarischen Tiefebene von den ozeanischen Klimaten viel schärfer hervorgehen, als man

dies vielleicht aus der Kurve der N.-S.-Quotienten für die einzelnen Monate (Graphikon VI der Tafel) schliessen möchte.

Man kann nämlich mit Hilfe der N.-S.-Quotienten leicht berechnen, wie gross das Niederschlagsmanko in m/m in der Grossen Ungarischen Tiefebene für eine gegebene Zeitperiode gegenüber einem anderen Klima ist, wenn man als Vergleichsbasis eine Äquivalenz der beiden Klimate in Bezug auf Humidität annimmt. Ich habe hier die Rechnung für Túrkeve und Pallag durchgeführt und zum Vergleich folgende Klimate herangezogen:

1. das Nordseeklima (Mittelwerte von Emden—Wilhelmshaven—Borkum),
2. das Ostseeklima (Mittelwerte von Hela und Neufahrwasser),
3. das schlesische Normalklima (Mittelwerte von Oppeln—Görlitz—Grünberg),
4. das Klima der schlesischen Trockeninseln (Breslau—Liegnitz).

Die Resultate sind in den Tabellen 1a und 1b, resp. den Graphikons Fig. 3 und Fig. 4 zusammengestellt.

Das Graphikon Fig. 3 gibt die Differenzen der nach klimatischer Äquivalenz berechneten und der tatsächlichen Niederschläge für Túrkeve, Fig. 4 dieselben Zahlen für Pallag bei Debrecen, in der Weise, dass nach oben die fehlenden Wassermengen, nach unten die Überschüsse an Niederschlag (m/m) in den einzelnen Monaten aufgetragen sind.

Die Rechnungsweise wird am besten an einem Beispiel gezeigt.

Wie gross ist das Niederschlagsmanko (m/m) in Túrkeve im August, wenn man das dortige Klima in Bezug auf Humidität mit dem Nordseeklima gleich bringen will.

Im Monate August hat Túrkeve nach Tabelle I am Schlusse dieser Arbeit eine Durchschnittstemperatur von 20·5 C° bei 33% durchschnittlichem rel. Feuchtigkeitsdefizit (100% minus 67% rel. Feuchtigkeit; vgl. Tab. IV). Dem entspricht ein Sättigungsdefizit[73] von 5·9 g Wasserdampf pro 1 m^3 Luft (Tab. V, Teil c). Im August fällt in Túrkeve durchschnittlich 49 m/m Niederschlag, woraus sich der Monats-N.-S.-Quotient zu: $\frac{49}{5{\cdot}9} = 8{\cdot}3$ ergibt. Für die Nordseemarschen sind die entsprechenden Zahlen: 15·8° C, 19 %, 2·5 g/m^3, 80 m/m und 32·1 N.-S.-Quot. (Bei diesen Rechnungen wurden bis auf eine Dezimalstelle berechnete Werte der Monats-N.-S.-Quotienten benutzt, nicht die in Tabelle VI am Schlusse der Arbeit angegebenen, auf Einheiten abgerundeten Werte). Wenn man den N.-S.-Quotienten der Nordseegebiete für August: 32·1 mit dem Sättigungsdefizit 5·9 von Túrkeve

[73] Über die Berechnungsweise des Sättigungsdefizites vgl. die Erläuterungen zu den Tabellen und der Klimatafel am Schlusse der Arbeit und die Anmerkung Nr. 21.

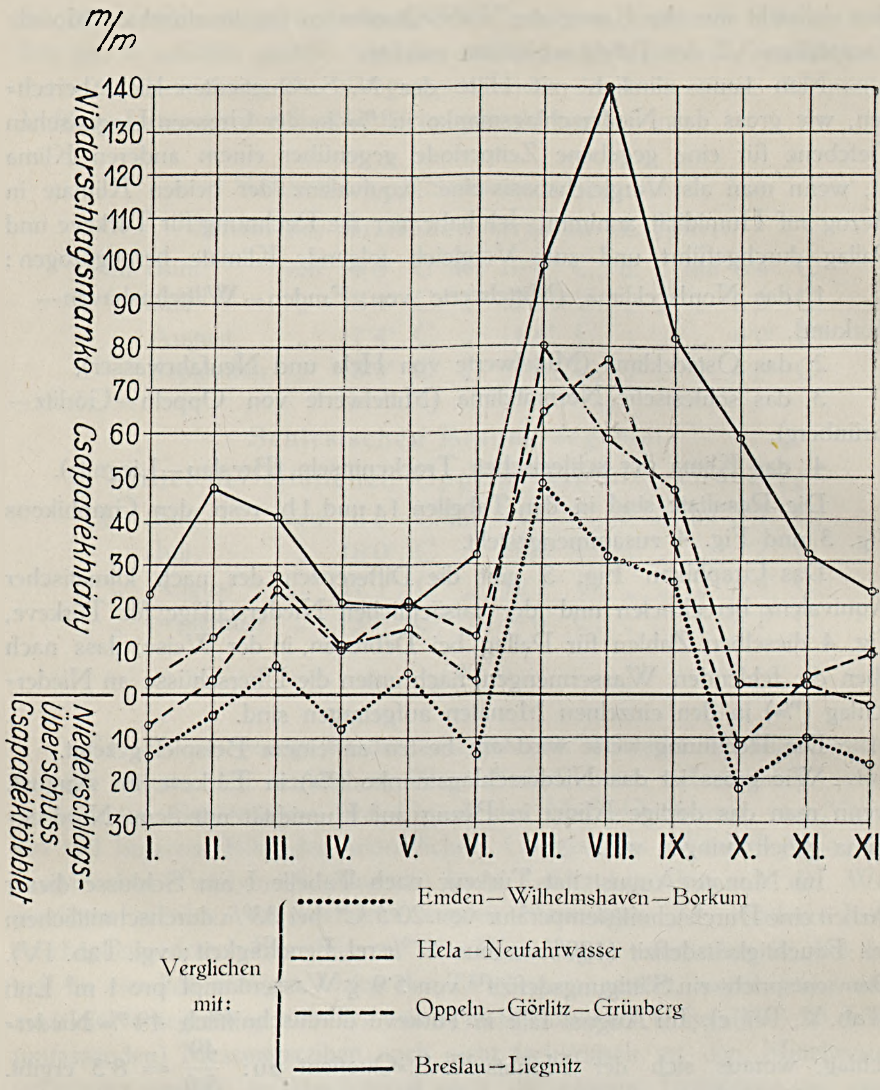


Fig. 3. Vergleich des Klimas von Túrkeve mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, die in Túrkeve zur Erzielung gleicher Humidität wie in den Vergleichsregionen notwendig wäre.

multipliziert: 32·1×5·9 = 189, so bekommt man die Niederschlagsmenge von 189 m/m, die in Túrkeve im August fallen müsste, um bei der Túrkeve-er August-Temperatur und dem dortigen August-Sättigungsdefizit Äquivalenz des Klimas von Túrkeve mit jenem der Nordseemarschen zu erzielen. Die Differenz zwischen dieser Zahl und dem in August in Túrkeve tatsächlich

fallenden Niederschlag: 189 — 49 = 140 $^{m}/_{m}$ ist als Niederschlagsmanko in Fig. 3 nach oben aufgetragen.

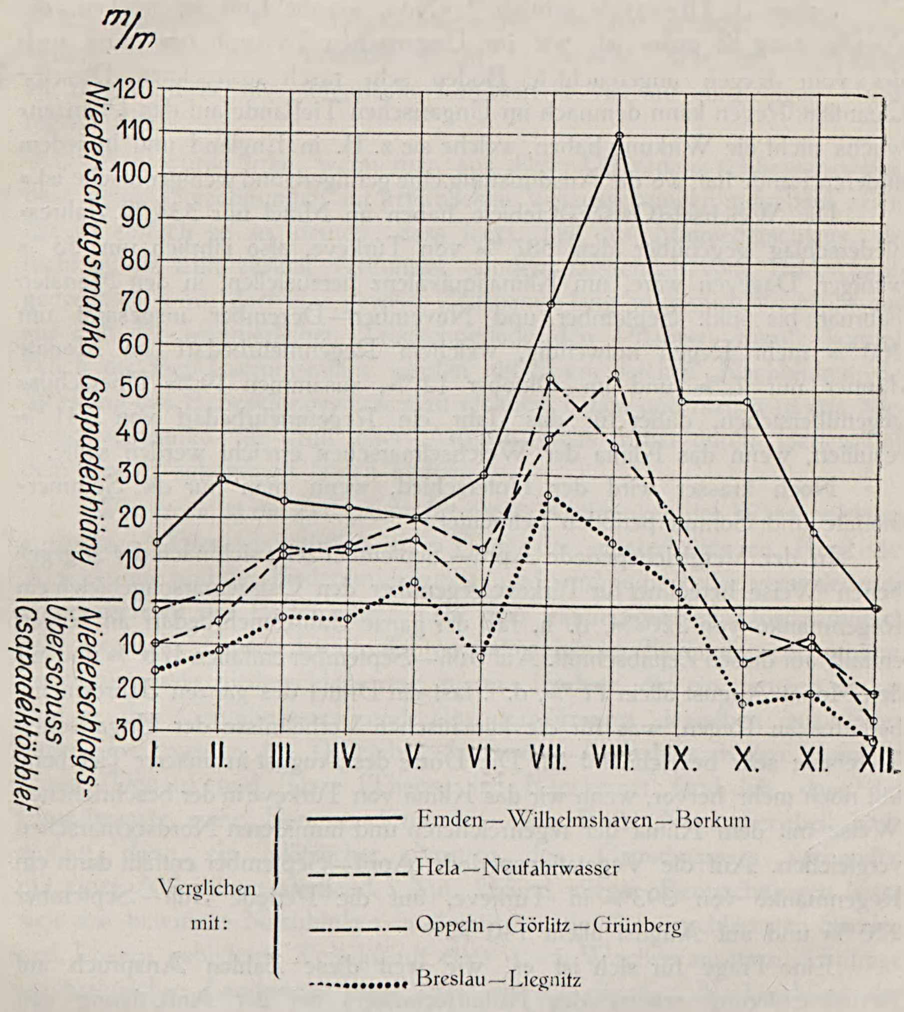


Fig. 4. Vergleich des Klimas von Pallag (bei Debrecen) mit Klimaten anderer Gegenden in Bezug auf die Niederschlagsmenge, die in Pallag zur Erzielung gleicher Humidität wie in den Vergleichsregionen notwendig wäre.

Man sieht die charakteristische Spitzenbelastung in den Sommermonaten Juli bis September, mit der jeder Bewässerungsplan der Ungarischen Tiefebene zu rechnen haben wird. Zugleich geht aus dem Vergleiche der Daten für das Paar Ostseegebiet—Túrkeve nunmehr schlagend hervor, wie ungenügend die Angabe von Temperatur und Niederschlagsmenge

allein zur Bildung einer Vorstellung über den Regenbedarf und den klimatologischen Charakter einer Gegend ist.

Schon J. Hunfalvy schrieb:[74] «Nun, wo die Luft so trocken, die Ausdünstung so gross ist, wie im Ungarischen Tieflande, da muss auch der vom Regen angefeuchtete Boden sehr rasch austrocknen. Dieselbe Quantität Regen kann demnach im Ungarischen Tieflande auf den Pflanzenwuchs nicht die Wirkung haben, welche sie z. B. in England und in jedem anderen Lande hat, wo die Ausdünstung eine geringere und weniger rasche ist.»

Die Weichsel-(Ostsee-)Gebiete haben im Mittel nur 534 m/m Jahresniederschlag gegenüber den 587 m/m von Túrkeve, also jährlich um 53 m/m weniger. Dagegen wäre, um Klimaäquivalenz herzustellen, in den Monaten Februar bis inkl. September und November—Dezember insgesamt um 260 m/m mehr Regen notwendig, welchem Regenmehrbedarf im Monate Jänner nur 7 m/m und im Oktober 12 m/m, zusammen 19 m/m Überschuss gegenüberstehen, daher für das Jahr ein Regenmehrbedarf von 241 m/m resultiert, wenn das Klima der Weichselmarschen erreicht werden sollte.

Noch krasser wird der Unterschied, wenn man nur die Sommermonate und Sommerperioden betrachtet.

In der Vergleichsperiode April—September zeigt sich nach der angegebenen Weise berechnet für Túrkeve gegenüber den Ostseemarschgebieten ein Regenmanko von 220 m/m, d. h. fast der ganze Jahresmehrbedarf an Regen entfällt auf diesen Zeitabschnitt. Auf Juli—September entfallen 176 m/m und auf den Monat August allein 77 m/m, d. i. fast ein Drittel des ganzen Jahresmehrbedarfes an Regen, was für die klimatischen Verhältnisse der Ungarischen Tiefebene sehr bezeichnend ist. Die Dürre des August in unserer Tiefebene tritt noch mehr hervor, wenn wir das Klima von Túrkeve in der beschriebenen Weise mit dem Klima der regenreicheren und humideren Nordseemarschen vergleichen. Auf die Vegetationsperiode April—September entfällt dann ein Regenmanko von 393 m/m in Túrkeve, auf die Periode Juli—September 220 m/m und auf August allein 140 m/m.

Eine Frage für sich ist es, wie weit diese Zahlen Anspruch auf Berücksichtigung seitens des Kulturtechnikers bei der Anfertigung von Bewässerungsplänen verdienen.

Da ist zunächst einmal zu bemerken, dass natürlich für die berechneten Bedarfszahlen alle jene Vorbehalte gelten, die Alfr. Meyer für die Gültigkeit seiner N.-S.-Quotienten gemacht hat; (Ungenauigkeit wegen Nichtberücksichtigung der Windgeschwindigkeit, des Luftdruckes etc., vgl. pag. 14 vorliegender Arbeit).

[74] J. Hunfalvy: Die Theiss; Oesterreichische Revue, V, 1867, Heft I (Januar), pag. 38–76; vgl. pag. 73.

Des weiteren zeigen die Graphikons Fig. 3 und 4, dass interessanterweise im Monate Mai sowohl für Túrkeve, als auch für das humidere Pallag gegenüber allen Vergleichsklimaten ein nur geringer Regenmehrbedarf — fast ein Minimum daran — besteht. Wie ist dies damit zu reimen, dass der ungarische Landwirt so viel auf ausgiebigen «Mairegen» hält?

Man würde irren, wenn man aus dieser Diskrepanz schliessen wollte, dass obige Berechnungen auf irrtümlichen Voraussetzungen aufgebaut seien. Sie ist einfach so zu deuten, dass jener Teil des Mainiederschlags, der nicht in die Luft zurück verdunstet, sondern tatsächlich vom Boden aufgenommen wird, dort eine gewisse Zeitspanne lang aufgespeichert bleibt und zur Zeit der sommerlichen Trockenperiode den Pflanzen zugute kommt. Auch die Bewässerungspläne werden mit einem solchen Nachhinken der Wirkung des Berieselungswassers zu rechnen haben und man wird das Niederschlagsmanko für Juli oder August bereits früher durch Berieselung dem Boden zukommen lassen können.

Wie gross ist die Zeitspanne für dieses Nachhinken der Wasserwirkung anzusetzen? Dies ist natürlich eine Frage der wasserhaltenden Kraft der Ackerkrume und des Bodenuntergrundes und wird je nach der verschiedenen Beschaffenheit der Böden, ihrer mehr oder minder grossen Durchlässigkeit sehr wechseln. In den letzten Jahren hatten wir im Tieflande sehr schöne, verhältnismässig niederschlagsarme, warme Herbste, die ein ziemlich starkes Sinken des Grundwassers und eine Erwärmung desselben zur Folge hatten. Bei meinen bis Dezember dauernden Aufnahmsarbeiten zwischen Duna (Donau) und Tisza (Theiss) bei Kecskemét fand ich, dass das Grundwasser seine Sommerwärme bis etwa Ende November beibehielt, worauf dann ein plötzlicher Anstieg des Grundwassers verbunden mit einer Abkühlung stattfand. Auf Grund dieser Beobachtungen liesse sich das bewusste Nachhinken in diesem aus ziemlich durchlässigen Sanden und Lössen gebildeten Terrain auf etwa 4—5 Wochen ansetzen. Umfrage bei praktischen Landwirten ergab, dass sie die günstige Nachwirkung der Mairegen auf nur 3—4 Wochen schätzen. Bei grösseren Niederschlagsmengen, grösserer Undurchlässigkeit der tieferen Bodenschichten und zweckmässiger wasserkonservierender Bodenbearbeitung,[75] dürften die Nieder-

[75] Über die Wichtigkeit einer wasserkonservierenden Bodenbearbeitung mit Rücksicht auf die speziellen ungarischen Verhältnisse vgl. J. Gyárfás: Sikeres gazdálkodás szárazságban. Magyar dry-farming. Kiadja az Országos Magy. Gazd. Egyes. könyvkiadóvállalata. (Erfolgreicher Ackerbau im Trockenklima. Ungarisches dry-farming. Herausgegeben von dem Buchverlag d. Ung. Landes-Agrikulturvereines. Nur ungarisch.) II. Aufl., Budapest, 1925, pag. 1—256.

schläge des Frühjahres noch weit länger, als vorhin angegeben im Boden vorhalten.[76]

Man darf nicht vergessen, dass sich die Vergleichsrechnungen auf klimatische Mittelwerte beziehen. Bei Anwendung auf praktische Zwecke müsste man wohl auch separate Rechnungen über die Spitzenbedarfe während langandauernder Dürreperioden anstellen, wie es z. B. die Jahre 1863—1865 und 1904 waren.[77]

Nimmt man an, dass eine künstliche Bewässerung die Niederschlagsdefizite der Vegetationsperiode April bis September zu kompensieren hätte, dann würde dies für Túrkeve die Erreichung einer natürlichen und künstlichen jährlichen Regenhöhe von zusammen: 587+393 = 980 m/m, für Pallag einer solchen von: 608+301 = 909 m/m bedeuten, wenn das Klima der Nordseegebiete in Bezug auf Humidität erreicht werden soll. Mit dem Ostseeklima verglichen wären die Zahlen für Túrkeve: 587+220 = 809 m/m, bezw. für Pallag: 608+150 = 758 m/m. Natürlich sind diese Zahlen, wie alle übrigen der Tabellen 1a und 1b (Graphikons Fig. 3 und Fig. 4) reine Bedarfszahlen. Bei der praktischen Ausführung der Bewässerung wird mehr Wasser nötig sein, weil aus den Staubecken und Kanälen fortwährend Verdunstung stattfindet. Es würde nicht schwer fallen, auf Grund der BIGELOW'schen Formeln ein annäherndes Bild über diese Verluste zu bekommen, doch kann hier nicht näher darauf eingegangen werden.

Es sei nur erwähnt, dass ST. V. FINÁLY SEN.[78] in einer soeben erschienenen Arbeit die zur Bewässerung der Ungarischen Tiefebene notwendigen Wassermengen auf der Basis einer Komplettierung der natürlichen Niederschlagsmengen bis zu 800, 900, 1000 und 1100 m/m berechnete.

[76] Aus den Graphikons Fig. 3 und 4 ist auch die grosse Wichtigkeit der auf Initiative P. TREITZ's eingeleiteten staatlichen Melioration der physikalischen Eigenschaften unserer Szikböden vermittels Kalkung zu ersehen. Gelingt es, die Ackerkrume dieser Natriumtone nur auf 10—15 cm poröser und saugfähiger zu gestalten, so ist damit schon ungeheuer viel gewonnen, denn von den Frühjahrsniederschlägen kann dann das normale Viertel statt unbenutzt in die Luft zu verdunsten, in den Boden eindringen und zur Zeit der Trockenperiode den Pflanzen zugute kommen.

[77] STEF. HANUSZ: A magyar birodalom vízviszonyaihoz; Földrajzi Közlemények. XI. 1883, pag. 225—239; vgl. pag. 231. Des conditions hydrographiques de la Hongrie; Suppl. contenant un abrégé du Bull. de la Soc. Hongr. de Géogr., XI. Année, 1883. pag. 53—57; vgl. pag. 55.

A. RÉTHLY: Magyarország elemi csapásai; Kísérletügyi Közlem., XXVIII, 1925, 3—4. füzet, pag. 8—17. (Elementarschläge in Ungarn; Mitt. f. Versuchwesen, XXVIII, 1925, Heft 3—4, pag. 8—17. Ungarisch).

[78] ST. V. FINÁLY: A Magyar Alföld öntözéséről; Hidrológiai Közlöny, IX, 1929; pag. 107—112. — Irrigation of the Hungarian Plain; Zeitschrift f. Hydrologie, IX, 1929, pag. 228—229. Budapest, 1930.

Es muss nochmals daran erinnert werden, dass die N.-S.-Quotienten, auf deren Grundlage die Regendefizite berechnet wurden, sich auf das Luftklima beziehen. Die bodenklimatischen Faktoren ändern natürlich das Bild in einer schwer kontrollierbaren Weise. Man müsste die Rechnungen eigentlich auf gleiche bodenklimatische Humidität ausführen, was jedoch nicht möglich ist. Wenn in Deutschland relativ mehr Wasser in den Boden eindringt als in der Ungarischen Tiefebene und weniger verdunstet, so ist bei gleicher luftklimatischer Humidität (gleichen N.-S.-Quotienten) der Boden in Deutschland in Bezug auf Wasserversorgung dennoch besser gestellt als in Ungarn, d. h. die Regenmehrbedarfe sind für Ungarn höher, als in Tabelle 1 a und 1 b und den Graphikons Fig. 3 und 4 dargestellt ist. Ausser der Bodenbeschaffenheit spielt noch die absolute Grösse der Niederschläge und die geographische Breite in ihrer Auswirkung auf die Bodentemperatur eine Rolle. A. Penck[79] und auch P. Vujević[80] haben gefunden, dass bei grösseren Niederschlagszahlen die Verdunstung an der Landoberfläche perzentuell kleiner wird. Also von zwei Böden, die sich unter Luftklimaten mit gleichen N.-S.-Quotienten, d. h. luftklimatisch gleicher Humidität befinden, wird jener Boden bodenklimatisch doch noch etwas humider sein, dessen Luftklima im Zähler des N.-S.-Quotienten eine grössere Niederschlagsziffer aufweist. In zunehmenden Breiten nehmen die Bodentemperaturen schärfer ab, als die Lufttemperaturen und die relative Luftfeuchtigkeit in 1 m Höhe über dem Boden, in welcher Höhe gewöhnlich gemessen wird. Daraus folgt, dass in höheren geographischen Breiten der Boden in Bezug auf Befeuchtung wiederum etwas günstiger gestellt ist, als in niederern, auch wenn die in gewöhnlicher Weise berechneten N.-S.-Quotienten des Luftklimas beider Gegenden ganz gleich sind. A. Meyer hat in seiner oft erwähnten Arbeit diese Verhältnisse eingehend besprochen und auf die Möglichkeit der Anbringung von Korrektionsfaktoren hingewiesen, die aber stets auf unsicherer Grundlage beruhen werden.[81]

Mit anderen Worten: die aus den luftklimatischen Daten berechneten N.-S.-Quotienten sind eigentlich nur unter ganz bestimmten einschränkenden Voraussetzungen auch als Masszahlen für die Humidität der entsprechenden Bodenklimate zu betrachten und darum sind auch unsere Zahlen für den Regenmehrbedarf der einzelnen Monate keine absolut richtigen. Da jedoch die klimatisch verglichenen Stationen weder in der geographischen Breite,

[79] A. Penck: Untersuchungen über Verdunstung und Abfluss von grösseren Landflächen; Geogr. Abhandl. herausgeg. v. A. Penck, Bd. V, 1896, pag. 461—508; vgl. pag. 471.

[80] P. Vujević: A.a.O., pag. 72, Tabelle XXVII.

[81] A. Meyer: A.a.O., pag. 250—253.

noch in der Grösse der Niederschlagszahlen, oder in der Bodenbeschaffenheit sehr von einander abweichen, so dürften die Fehler nicht sehr gross sein. Da die ungarischen Stationen südlicher liegen, im allgemeinen geringere Niederschlagsmengen haben und auch die Bodenbeschaffenheit in der Ungarischen Tiefebene im allgemeinen ungünstiger für das Eindringen des Wassers ist, als in Deutschland bezw. Polen, ergibt sich, dass die angegebenen Regenbedarfszahlen besonders für die Sommermonate jedenfalls etwas zu klein sind.

Der Wert unserer auf den N.-S.-Quotienten gegründeten Betrachtungen liegt übrigens gar nicht so sehr in der Angabe von absoluten Zahlen für den Regenbedarf, sondern viel mehr in der Angabe der Verteilung des Regenbedarfes im Jahre. Sollten auch die absoluten Zahlen noch kleine Korrekturen erfahren müssen, so ist doch die Art und Weise der Verteilung der Defizite im Jahre ganz bestimmt richtig. Ein Vergleich der Graphikons Fig. 3 und Fig. 4 zeigt, dass deren Linien, wenn auch nicht absolut, so doch annähernd parallel miteinander verlaufen. Dies lehrt uns, dass der Umstand, dass Pallag bereits ein etwas gemässigteres kontinentales Klima als Túrkeve hat, wohl die absoluten Werte der Regendefizite verändert, aber den Charakter ihrer Verteilung auf die Monate noch nicht entscheidend beeinflusst. Umso sicherer können wir für die übrigen, Túrkeve klimatisch näher stehenden Stationen unserer Tiefebene die gleiche Spitzenbelastung an Berieselungswasserbedarf in den Monaten Juli bis September annehmen.

Die angestellten Betrachtungen rechtfertigen vollkommen den von A. Réthly getanen Ausspruch:[82] «Es ist unzweifelhaft, dass Ungarns grösste Elementarplage die Dürre bleibt, gegen die anzukämpfen eine nationale Aufgabe ersten Ranges ist. Man kann dieser Plage nur mit künstlichen Bewässerungswerken abhelfen, durch Aufholzen können wir die Werte der einzelnen Klimaelemente nur ganz lokal beeinflussen.»

Bei einer künstlichen Bewässerung wird selbst das aus den Reservoiren und Kanälen verdunstende Wasser nicht ganz für den Zweck verloren gehen, da es den Sättigungsgrad der Luft an Wasserdampf etwas steigern wird und das sogar in viel höherem Mass, als es z. B. das Anpflanzen schütterer Baumreihen bewirken könnte. Dem könnte nur die waldartige Aufforstung grösserer Flächen an Wirkung nahekommen, was aber bei den Besitz- und Kulturverhältnissen der Ungarischen Tiefebene undurchführbar ist. Die künstliche Bewässerung hat das Hauptziel, im N.-S.-Quotienten den Zähler, d. i. die Niederschlagsmenge zu vergrössern. Es ist eine erwünschte

[82] A. Réthly: A. a. O., (vgl. Anmerk. Nr. 77.). Das ungarische Zitat vom Verfasser übersetzt.

Begleiterscheinung, dass nebenbei durch die vermehrte Verdunstung von Wasser- und Landoberflächen auch noch der Nenner, nämlich das Sättigungsdefizit merklich verkleinert wird. Bei der Beforstung ist es gerade umgekehrt. Der erste Weg zur Milderung der Kontinentalität unseres Klimas ist jedenfalls unvergleichlich effektvoller und durchführbarer.

Bei einer eingehenderen Bearbeitung der in vorliegender Arbeit behandelten Probleme sollten die Mittelwerte der meteorologischen Daten nicht nur nach ganzen Monaten, sondern auch nach Pentaden berechnet werden. Es würden dann viele unserer Graphikons für die Ungarische Tiefebene beim Einsetzen der Wärmeperiode — deren Beginn ja nicht gerade genau mit einer Monatsgrenze zusammenzufallen pflegt —, noch viel steiler ansteigende und fallende Kurven zeigen. P. Treitz, der schon von jeher die Wichtigkeit der Verdunstungmessungen für unsere Landwirtschaft betonte, war so freundlich, mich aufmerksam zu machen, dass es sich ausserdem lohnen würde, neben den Tagesmittelwerten der meteorologischen Elemente auch noch die 2 Uhr Ablesungen gesondert zu verarbeiten. Die Verdunstung weist bei uns ganz beträchtliche Tagesamplituden auf. Zur Zeit des grössten Sonnenbrandes am Tage ist unser Tiefebeneklima eigentlich viel arider, als es in den Graphikons dieser Arbeit erscheint. Ein Vergleich des Klimas der ungarischen Stationen mit den humiden Klimaten, wie es in dieser Arbeit geschah, jedoch auf Grund der 2 Uhr Ablesungen allein, wäre sehr interessant. Weniger für den Bewässerungstechniker — dieser wird ja lieber mit den Mittelwerten arbeiten — als für den Pflanzenphysiologen.

Das Klima der Ungarischen Tiefebene wurde in vorliegender Arbeit in Bezug auf seine Humidität mit vier wirklich bestehenden ausländischen Klimaten verglichen. Landwirtschaftlich nähern sich von diesen wohl die beiden ozeanischen Klimate am meisten einem idealen «Standard»-Klima, das heisst einem solchen, das für den Pflanzenbau am günstigsten wäre. Ein solches «Standard»-Klima liesse sich übrigens nur schwer genau definieren, da die verschiedenen Pflanzen in dieser Beziehung verschiedene Ansprüche haben. Es würde zu weit führen, auch auf diesen Fragenkomplex einzugehen. Zum Glück, möchte man sagen, ist die künstliche Regulierung der Witterung noch nicht erfunden; man müsste sonst wohl ein neues Staatsamt zur Prüfung und Aneinandergleichung der verschiedenen Ansprüche aufstellen und dessen Tätigkeit wäre wohl die umstrittenste unter allen Zentralstellen der Regierungsgewalt.

Wir werden uns nicht bestreben, in unserer Tiefebene ein dem Nordseeklima an Befeuchtung gleichkommendes Klima herstellen zu wollen, denn erstens müssen wir an Wasser sparen und zweitens haben wir auch gar kein Interesse daran, durch übermässige Zufuhren kondensierten Was-

sers eine Verarmung unserer an Nährstoffen verhältnismässig reichen Böden, sowie Auslaugungserscheinungen künstlich herbeizuführen und dadurch mittelbar die Qualität unseres Getreides zu schädigen. Die Bewässerung wird bei uns den Zweck haben, das über unserer Landwirtschaft schwebende Damoklesschwert der Dürreperioden unschädlich zu machen und ausserdem zur Zeit von Dekonjunkturen, wie die jetzige, den wahlweisen Übergang vom Getreidebau zur Grünwirtschaft durch Nachahmung von klimatischen Verhältnissen, wie sie etwa die Ostseegebiete, oder die schlesischen Braunerdegegenden bieten, zu ermöglichen. Von den verschiedenen Arten der Bewässerung wird wohl nur die »Feldberegnung« in Frage kommen, bei welcher die geringsten Wasserquantitäten benötigt werden und die Natur am besten nachgeahmt wird, Schädigungen der Bodenstruktur usw. gänzlich vermieden werden können und eine kostspielige Zurichtung des zu bewässernden Terrains entfällt.

Die Errichtung grosszügiger Anlagen für die Bewässerung der Ungarischen Tiefebene ist als eine landwirtschaftliche Investition zu betrachten, die langsam aber sicher und besonders in den Trockenjahren ihre Früchte tragen wird.

*
* *

Es sei zum Schlusse noch begründet, warum in dieser Arbeit der pH-Wert als Indikator für den Entbasungszustand der Böden herangezogen wurde. Gegen ein solches Vorgehen wird häufig der Einwand erhoben, dass die Entbasung eines Bodens schon ziemlich weit fortgeschritten sein kann und dennoch der pH-Wert noch immer neutral oder schwach alkalisch bleibt.

Dies ist vollkommen richtig, doch gilt diese Behauptung nur bis etwa pH 6 oder alkalischer. Man wird tatsächlich an Braunerden, die vorerst nur beginnende Karbonatumlagerung aufweisen, auf Grund der pH-Werte allein den Entbasungszustand nicht mit Sicherheit beurteilen können. Anders wird die Sache aber bei pH-Werten saurer als 6, insbesondere von pH 5·0—5·5 an, d. h. bei den eigentlichen Podsolböden. In diesem Gebiete der Bodenreaktion darf man mit vollem Rechte folgern, dass z. B. ein Boden mit pH 4·0 stärker podsoliert sei, als einer mit pH 5·0. Der Entbasungsgrad des Bodens steigt auch in diesem Fall im allgemeinen nicht proportional, sondern bloss symbat mit dem angegebenen Säuregrad. Nur um eine solche, eigentlich nur qualitative Schätzung des Bodenzustandes handelte es sich in vorliegender Arbeit und sie zeigt, dass die leicht ausführbare Feldbestimmung des pH der Böden mittels der von St. Kuhn angegebenen Methode nicht nur vom agronomischen, sondern auch vom geologisch-bodenkundlichen Standpunkte sehr wertvolle Resultate ergibt.

Überhaupt wird der chemischen Profilbetrachtung bei morphologischen und bodengenetischen Studien häufig auch heute noch zu wenig Beachtung geschenkt.[83] Ich denke z. B. an die Frage der Abgrenzung des Podsoltypus. Den morphologisch arbeitenden Bodenforschern ist es auch heute noch viel zu wenig bekannt, dass die Wanderung des Eisens in kolloid hochdisperser, durch Humus geschützten Form, mit einer ziemlich scharfen Grenze erst bei pH 5·0—5·5 beginnt,[84] während die des Aluminiums einen noch etwas saureren Grenzwert hat. Man sollte diese natürliche Zäsur in der Reihe der nach steigendem Auswaschungsgrade geordneten Bodentypen für klassifikatorische Zwecke ausnützen und den Podsoltypus etwa mit der Bodenreaktion saurer als pH 5·5 limitieren.[85] Auch die reinen Morphologen tun ja, wenn sie Ortstein und Bleicherdeschichten aufsuchen, eigentlich nichst anderes, als in sehr roher Weise pH bestimmen. Nachdem uns heute leicht ausführbare genaue Feldverfahren zur pH-Bestimmung der Böden zur Verfügung stehen, sollten wir uns auch bei den Klassifikationsversuchen der Böden mit auf diese Zahlen stützen.

In dem soeben erschienenen schönen Buche von A. Stebutt lese ich folgenden Satz:[86] «Wir müssen aber daran festhalten, dass die vielen, jetzt so üblichen Bestimmungen der pH-Werte draussen im Felde mit speziell eingerichteten Schnellapparaten für die wissenschaftliche Erforschung der Bodendynamik keinen Wert haben und dass sie im Gegenteil unsichere und irreführende Ergebnisse liefern, die uns von der richtigen Erkenntnis des Bodens weit entfernen».

[83] Wie umgekehrt sehr häufig die reinen Bodenchemiker über bodengenetische Fragen entscheiden wollen, ohne die geologisch-morphologische Profilbetrachtung zum Rechte kommen zu lassen.

[84] Also gerade bei der ökologischen Reaktionsgrenze für das Auftreten von *Calluna*.

[85] Als Hydrokarbonat kann zweiwertiges Eisen allerdings auch bei alkalischeren pH-Werten umgelagert werden, doch ist diese Art der Wanderung stets von untergeordneter Bedeutung und führt niemals zur Ortsteinbildung im Untergrunde oder Bleicherdebildung in der Oberkrume. Über den pH-Limit der Eisen- und Aluminium-Wanderung vgl. die folgende Literatur :

J. R. Skeen : A critical pH for the formation of hardpan in acid clay soils. Soil Science, XX, 1925, pag. 307—313.

O. C. Magistad : The aluminium content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. Soil Sc., XX, 1925, pag. 181—227.

U. Pratolongo : Studi e ricerche ulteriori sulla reazione del terreno. Milano, 1926. (Editore Ulrico Hoepli), pag. 1—82 ; vgl. pag. 6—11.

J. S. Joffe & H. C. McLean : Probable influence of anions on aluminium solubility in soils. Proc. and papers of the First Intern. Congr. of Soil Sc. convened in Washington D. C. June 13—22, 1927 ; Washington, 1928, Vol. II, pag. 230—255.

[86] A. Stebutt : Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Der Boden als dynamisches System. Berlin, 1930, pag. 1—518. (Vlg. Gebr. Bornträger.)

Das scheint mir eine etwas zu harte Kritik.

Die glänzenden Untersuchungen G. WIEGNER's und seines Mitarbeiters H. PALLMANN[87] über die Wasserstoffaktivität in Dispersionen und kolloiddispersen Systemen, über die sie zum erstenmal auf der Internationalen Bodenkundlichen Konferenz in Budapest 1929 berichtet haben, scheinen in den Kreisen der Bodenforscher eine gewisse Konsternation hervorgerufen zu haben. WIEGNER selbst hat diese Wirkung seiner Arbeit gewiss nicht beabsichtigt. Er selbst hat ja in einer Reihe anderer lichtvoller Arbeiten die theoretischen und praktischen Resultate beleuchtet,[88] zu denen uns die pH-Bestimmung nach den bisherigen, gewiss unvollkommenen Methoden geführt hat. Sollen wir diese Resultate nunmehr wirklich verwerfen?

Das Forschungsprinzip, das in WIEGNER's Laboratorium befolgt wird, ist: theoretische Zusammenhänge durch Anstellung exakter, zielbewusster Versuche an «reinlichen», d. i. möglichst einfachen und gut definierten Systemen zu erforschen. Man scheut sich dort beim Studium von Gesetzmässigkeiten so komplizierte, undurchsichtige Systeme, wie auch der Boden eines darstellt, als Versuchsobjekt anzuwenden. Eine solche grundlegende Arbeit ist auch die in Rede stehende. Man verschliesst sich aber anderenteils bei WIEGNER durchaus nicht davor, die an den einfachen Systemen gewonnenen exakten Erkenntnisse dem jeweiligen Stande der Forschung nach, mit mehr oder weniger Fehlermöglichkeit in der Praxis anzuwenden. Es handelt sich nur darum, stets vor Augen zu halten, ob die in der Praxis an den komplizierteren Systemen bestimmten Werte Schlussfolgerungen erlauben, welche innerhalb jener Fehlergrenzen bleiben, die durch den Stand der exakten Forschung bestimmt werden.

Von diesem Gesichtspunkt betrachtet, ist der vorliegende Fall nicht so gefährlich. Anlässlich der Arbeit des in Budapest 1929 eingesetzten internationalen Komitées für die vergleichende Untersuchung der pH-Bestimmung an internationalen Bodenproben, haben Kollege KUHN und ich

[87] G. WIEGNER & H. PALLMANN: Über Wasserstoff- und Hydroxylschwarmionen um suspendierte Teilchen und dispergierte Ultramikronen. Ein Beitrag zur Methodik der Wasserstoff- und Hydroxylionenverteilung in dispersen Systemen. Verh. d. II. Komm. u. d. Alkali-Subkommission d. Int. Bod. Ges., 1929, Teil B, pag. 92—144, Budapest.

H. PALLMANN: Die Wasserstoffaktivität in Dispersionen und kolloiddispersen Systemen. Koll. Chem. Beihefte, 1930, XXX, Heft 8—12, pag. 334—405.

[88] G. WIEGNER & H. GESSNER: Die Bedeutung der pH-Bestimmung in der Bodenkunde. Koll. Zeitschr., 1926, Bd. XL, Heft 3, pag. 209—227.

G. WIEGNER: Neuere Bodenuntersuchungen in der Schweiz. Schweiz. Landwirtsch. Monatshefte, 1927, Heft 8 u. f.

H. JENNY: Vegetations-Entwicklung und Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralalpen (Klimaxgebiet des *Caricion curvulae)*. Zweiter Teil. Die alpinen Böden. Denkschriften der Schweiz. Naturforsch. Ges., 1926, Bd. LXIII, Abh 2, pag. 295—340.

unsere Untersuchungen auch auf die Prüfung des von WIEGNER beschriebenen Sedimentationseffektes ausgedehnt.[89] Wir haben gefunden, dass dieser theoretisch so wichtige Effekt für die Praxis kaum in Betracht kommende Fehler verursacht, die meist den pH-Wert nur in der zweiten Dezimalstelle verändern. Der Satz von G. WIEGNER und H. PALLMANN: «Ermittelt man pH kolorimetrisch, so misst man nur die klare Lösung, die vom Bodenkörper abfiltriert ist»,[90] ist theoretisch richtig, doch bei der Ausführung der kolorimetrischen Bestimmung nach der $BaSO_4$-Methode von KUHN kann man sich leicht überzeugen, dass der Indikator auch durch jene H-Ionen umschlägt, die im Ionenschwarm der absedimentierten Teilchen vorhanden sind. Man braucht hiezu nichts anderes zu tun, als zuerst die Klärung mit dem $BaSO_4$ vorzunehmen, nun den Indikator vorsichtig der entstandenen klaren Flüssigkeitsschicht zuzusetzen und die Farbe zu beobachten, dann aber kräftig durchzuschütteln, so dass der Indikator mit den festen Bodenteilchen in Berührung kommt und erneut die Klärung abzuwarten. Man wird finden, dass der Indikator erst beim Durchschütteln mit dem festen Boden wirklich zum Umschlagen kommt. Wir glauben darum die nach der kolorimetrischen Methode von STEF. KUHN gewonnenen pH-Werte als vollkommen verlässliche und zu genetischen Profilstudien geeignete betrachten zu dürfen.

Mit Berücksichtigung der am Eingange dieses Abschnittes gemachten Vorbehalte kann die Feldbestimmung des pH sogar dem Diluvialgeologen zur Erkennung, bezw. Bestätigung einstiger Landoberflächen dienen, die unter der Einwirkung eines humiden Klimas standen. Auf Grund des pH können Entkalkungszonen in Lössen und ähnlichem kalkhaltigem Material weit empfindlicher nachgewiesen werden, als mit dem Salzsäurefläschchen allein, mit dem nur ziemlich grobe Unterschiede im Karbonatgehalt erkannt werden können. Dieser Gedanke kam mir auf der gemeinsamen Exkursion mit DR. ZEUNER. Herr Dr. ZEUNER hat die Versuche in dieser Hinsicht fortgesetzt und gefunden, dass aus geologisch-stratigraphischen Gründen vermutete fossile Terrainoberflächen im Profil tatsächlich in vielen Fällen auch durch den pH-Wert erkannt werden konnten, nämlich dann, wenn die entkalkte Schicht wiederum durch kalkführende Ablagerungen, z. B. eine Moräne mit Kalkzement u. dgl. bedeckt worden ist.

[89] Hierüber soll in einer besonderen Arbeit gemeinsam mit DR. KÜHN berichtet werden.

[90] Vgl. die in Anmerk. 87 an erster Stelle zitierte Abhandlung von G. WIEGNER und H. PALLMANN, pag. 101.

ZUSAMMENFASSUNG.

1. Es wird auf Grund älterer, sowie neuer eigener Beobachtungen auf die Wichtigkeit hingewiesen, welche die verminderte Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes als Abbremser luftklimatischer, auf den Boden einwirkender Entbasungstendenzen erlangen kann. Es wird insbesondere auf Grund eigener, anlässlich der Danziger Internationalen Bodenkundlichen Konferenz 1929 ausgeführten Profilstudien, verbunden mit pH-Feldbestimmungen nach der Methode KUHN nachgewiesen, dass im Danziger Gebiet die Bildung von Braunerde und Podsol in erster Reihe von den Durchlässigkeitsverhältnissen des Untergrundes abhängt. Entgegen anderen Meinungen wird derselbe Grund auch für die Entstehung der schlesischen Schwarzerdeinseln inmitten eines Braunerdegebietes angenommen.

2. Es werden die klimatischen Grenzen diskutiert, innerhalb deren die Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes als ein bodenklimatischer Faktor zusammen mit den übrigen bodenklimatischen Faktoren gegenüber den luftklimatischen Faktoren ausschlaggebend für die Entstehung des Bodentypus werden kann. Es wird demonstriert, dass dieses Siegen der endogenen bodenklimatischen bodenbildenden Faktoren im Wettbewerbe mit den exogenen luftklimatischen bodenbildenden Faktoren nur innerhalb gewisser klimatischer Grenzen erwartet werden kann, die durch die N.-S.-Quotienten ALFR. MEYER's (Niederschlag/Sättigungsdefizit) recht gut abgesteckt werden. Die Werte der jährlichen N.-S.-Quotienten zeigen — ebenso wie jene der kürzeren Perioden und der einzelnen Monate — Überlappungszonen, innerhalb deren bei den gleichen N.-S.-Quotienten, also gleichen Luftklimaten verschiedene solche Bodentypen gebildet werden, die wir sonst als die Produkte verschiedener Luftklimate aufzufassen gewohnt sind. In diesen und eben nur in diesen Überlappungszonen der N.-S.-Quotienten, die in der Arbeit graphisch dargestellt werden, tritt die Wirksamkeit der dem Boden eigenen bodenbildenden Faktoren stark hervor. Im Falle der Jahres-N.-S.-Quotienten ist es erstens die Zone der zwischen 275—350 liegenden Werte. Luftklimate, die durch diese Werte charakterisiert sind, können ebensogut als Schwarzerde-, wie als Braunerde-Klimate gelten. Die zweite derartige Zone ist jene der Werte 375—500, der sowohl Braunerde- als

auch Podsol-Bildung zukommt. Man sieht, dass innerhalb des Gebietes der jährlichen N.-S.-Quotientenwerte 300—400 die Bildungsmöglichkeit für Schwarzerde, Braunerde und Podsol bereits so nahe aneinander rückt, dass die Möglichkeit vorhanden ist, alle drei erwähnten Bodentypen im engsten Kontakt mit einander vorzufinden. Nimmt man die von Meyer selbst für die Bildung der einzelnen Bodentypen gegebenen Grenzwerte der N.-S.-Quotienten als Grundlage der Betrachtungen an, wie dies auch bei der Konstruktion der Textfigur No. 1 geschah, so ist zum Eintreten dieses Falles in erster Reihe ein Wechsel in den Bodenverhältnissen, zweitens aber auch noch ein ganz geringer Wechsel in den luftklimatischen Bedingungen, etwa durch besondere lokale Windverhältnisse oder dgl. notwendig. Es scheint aber statthaft anzunehmen, dass die von Meyer gegebenen Grenzwerte weiter gesteckt werden können. In diesem Falle würde sich das Gebiet gemischter Braunerde—Tschernosiombildung mit dem Gebiete gemischter Braunerde—Podsolbildung nach N.-S.-Quotienten ausgedrückt teilweise überdecken. Es würden dann im Gebiete der N.-S.-Quotienten dieser Überdeckungszone ohne jedem Wechsel in den luftklimatischen Bedingungen ausschliesslich nur durch Änderung der Bodenverhältnisse alle drei erwähnten Bodentypen neben einander entstehen können. Wir hätten also in diesem Fall unter ein und demselben Luftklima die vermischte Entstehung von Tschernosiom, Braunerde und auch Podsol je nach Massgabe der bodenklimatischen Verhältnisse. Im allgemeinen lässt sich also sagen, dass unter speziellen klimatischen Verhältnissen, die aber nur in Regionen von geringer Ausdehnung zu bestehen pflegen, die «ektodynamomorphen» Bodentypen Glinka's sich als ebenso «endodynamomorph» erweisen, wie jene Bodentypen, bei welchen man dies niemals in Zweifel gezogen hat; (wie z. B. die Rendzina u.a.m.).

3. Im Zusammenhange mit diesen Betrachtungen wird das Klima der Ungarischen Tiefebene näher besprochen. Auf Grund der monatlichen N.-S.-Quotienten wird das Klima von Túrkeve und von Pallag (bei Debrecen) mit den Klimaten der Nord- und Ostsee-Gebiete, dem schlesischen Normalklima und dem Klima der schlesischen Schwarzerdebildung verglichen. Auf diese Weise werden die Regendefizite ermittelt, die durch künstliche Bewässerung zu ersetzen wären, wenn das Klima von Túrkeve und Pallag auf gleiche Humidität mit den Vergleichsklimaten gebracht werden sollte. Die Resultate dieser Vergleichsrechnungen werden graphisch dargestellt und die möglichen Fehler der Rechnungsweise kritisch besprochen.

4. Es wird darauf hingewiesen, dass die kolorimetrische Feldbestimmung des pH bei der Profiluntersuchung mit gewissen Vorbehalten ein wertvolles Hilfsmittel für bodengenetische Studien zu bilden vermag und

darüber hinaus sogar dem Diluvialgeologen für stratigraphische Zwecke (Erkennung fossiler, seinerzeit unter humidem Klima entbaster Boden- und Gesteinsoberflächen) nützlich werden kann.

5. Der Arbeit sind 8 Klimatabellen beigegeben, die für 15 Stationen der vorerwähnten 5 Klimabezirke monatsweise und für das Jahr, sowie die Zeitperioden April—September und Juli—September folgende klimatische Daten angeben: Temperatur, Niederschlag, perzentuelle Verteilung des Niederschlages im Jahre, relatives Feuchtigkeitsdefizit in %-en, Wasserdampfgehalt einer bei der Mitteltemperatur der betreffenden Periode vollkommen gesättigter Luft in g-en, Sättigungsdefizit der Luft an Wasserdampf in g und N.-S.-Quotienten.

Unter teilweiser Zusammenziehung der Stationswerte sind die Klimadaten in 6 farbigen Graphikons auf einer beigeschlossenen Tafel übersichtlich dargestellt.

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN KLIMATABELLEN I—VI UND DEN GRAPHIKONS I—VI DER TAFEL.

Die am Schlusse dieser Arbeit gegebenen Klimatabellen haben den Zweck, die im Texte besprochenen Klimaunterschiede der Stationen verschiedener Klimabereiche zahlenmässig darzustellen, während die farbigen Graphikons der beigeschlossenen Tafel eine Übersicht der Daten dieser Klimabereiche bieten sollen.

Jeder, der eine solche Arbeit einmal versucht hat, weiss, wie schwer es hält, für solche Vergleichszwecke ein genügend homogenes Zahlenmaterial zusammenzustellen, d. h. Klimadaten zu bekommen, die sich auf genügend lange und dabei identische Zeitperioden beziehen. ALFR. MEYER hat in seiner Arbeit[91] die Fehler, welche durch Verarbeitung unhomogenen Materials entstehen können, kritisch beleuchtet. Er ist zu dem Resultat gekommen, dass zu wirklich einwandfreien Berechnungen die Beobachtungen sich mindestens auf einen Zeitraum von 50 Jahren erstrecken sollten. Aber seine Vergleichsberechnungen von N.-S.-Quotienten zeigen zugleich auch, dass selbst kurze Beobachtungsreihen von nur 10 Jahren noch immer Resultate ergeben, die für eine Orientierung vollkommen genügen. In diesem Belange ist nun die Verlässlichkeit der hier gegebenen Zahlen jedenfalls viel grösser, da bei den ungarischen Daten die Mittel aus 40jährigen Beobachtungsreihen, bei den übrigen Stationen die Mittel aus meist annähernd 20jährigen Reihen verwendet wurden. Noch wichtiger ist wahrscheinlich, dass alle verschiedenen Klimawerte einundderselben Station sich auf dieselben Jahre beziehen mögen. Wie aus den weiter unten folgenden Angaben zu ersehen sein wird, konnte dieses Postulat nicht restlos erfüllt werden; doch handelt es sich um nur geringfügige Abweichungen von diesem Prinzip und darum wird durch diese Abweichungen die Brauchbarkeit der verwendeten klimatischen Daten zu Vergleichszwecken nicht in Frage gestellt.

In den Tabellen I—VI werden die klimatischen Daten für folgende Gebiete angeführt:

1. Túrkeve und Pallag (bei Debrecen) in der Ungarischen Tiefebene. Von diesen beiden Stationen besitzt, wie bereits im Text bemerkt wurde, nur Túrkeve ein für die zentralen Teile der Ungarischen Tiefebene typisches Klima. Leider sind die rohen Beobachtungsreihen der relativen Feuchtigkeitswerte für andere Stationen der Ungarischen Tiefebene noch nicht kritisch zu den entsprechenden Mittelwerten verarbeitet worden. Mir war es aus Zeitmangel nicht möglich, diese Arbeit zu leisten und so musste ich mich auf die Angaben für diese zwei Stationen beschränken. Bodenkundlich handelt es sich hier um ein Klima gemischter Schwarzerde- und Braunerde-Bildung, unter welchem nach meiner im Text vorgetragenen Meinung die Entstehung der Bodentypen bereits von den bodenklimatischen Faktoren beeinflusst wird. Landwirtschaftlich ist es ein ausgesprochenes Getreide- (Weizen-) Klima,[92] welches ohne künstliche Bewässerung nicht für Grünwirtschaft geeignet ist.

[91] A. MEYER: A. a. O., pag. 254—263.

[92] R. BALLENEGGER: A búza éghajlata és termőföldje. Időjárás, XXXIV, 1930, Januar—Februar-Heft. Abrégé: Le climat et le sol du blé. Időjárás, Tom. XXXIV, 1930, Jan.-Febr.

2. Hela und Neufahrwasser im Gebiete des heutigen Danziger Freistaates sind Küstenstationen mit dem ausgeprägt ozeanischen Klima der Ostseegebiete (und der Weichsel-marschen, welch' letztere aber in den von der See weiter entfernten und tiefgelegenen Teilen etwas weniger humid sind, als das eigentliche Küstengebiet, weil sie niederschlagsärmer sind). Konitz liegt im Danziger Gebiet ca. 100 km weit von der Ostsee entfernt am diluvialen Hochplateau, wie im Text besprochen, bereits im Regenschatten des Pommerschen Höhenrückens und gehört darum klimatisch bereits in das Ostseegebiet. Bodenkundlich handelt es sich um ein Klima, unter welchem im Sinne meiner Ausführungen Braunerde oder Podsol entstehen kann, je nach Massgabe der bodenklimatischen Faktoren und unter diesen an erster Stelle nach dem Grade der Wasserdurchlässigkeit des Bodenuntergrundes. Landwirtschaftlich ein Idealgebiet für die Grünwirtschaft und Viehzucht, in dem nicht der Wassermangel ein Problem der Bodenverbesserung ist, wie in der Ungarischen Tiefebene, sondern teilweise (in der Danziger Niederung) der zu hohe Stand des Grundwassers.[93]

3. Breslau und Liegnitz können als Vertreter der trockeneren schlesischen Klimainseln hingestellt werden, auf denen wiederum nach Massgabe der stark hervortretenden bodenklimatischen Faktoren sowohl Schwarzerde- als auch Braunerdebildung möglich ist; (vgl. meine Textausführungen). Die Daten für Breslau sind vielleicht einigermassen durch das städtische „Asphaltklima" beeinflusst. Hierher könnte allenfalls auch noch Bromberg gestellt werden, das zwar ziemlich weit von der Schwarzerdeinsel entfernt bei Inowraclaw (Hohensalza) liegt und in dessen Umgebung keine Schwarzerde nachgewiesen wurde, wofür aber, ebenso wie bei Liegnitz, wiederum die Untergrundverhältnisse massgebend sein könnten. Das Klima von Breslau—Liegnitz weist bereits starke Anklänge an das Klima der Ungarischen Tiefebene auf, hat aber doch eine bedeutend grössere Sommerhumidität als letzteres, insbesondere einen bedeutenden Juliniederschlag, der auch im Juni und August ansehnliche Höhe erreicht. Diese Gegend ist darum in Bezug auf Wiesen- und Weidewirtschaft auch ohne Bewässerung noch immer bedeutend besser gestellt, als die Ungarische Tiefebene.

4. Oppeln, Görlitz und Grünberg geben das Klima des humideren Schlesiens im Flachland an. Bodenkundlich ein Klima der Braunerde- oder Podsol-Bildung, wobei nach meiner Auffassung die bodenklimatischen Faktoren, insbesondere die Durchlässigkeit des Untergrundes ausschlaggebend sind. Ratibor in Oberschlesien ist infolge seiner geographischen Lage im Sommer niederschlagsreicher und darum auch humider als die vorerwähnten Stationen, bietet aber sonst dieselben Verhältnisse. Landwirtschaftlich gestattet das Klima aller vier erwähnten Stationen die Grünwirtschaft.

5. Emden, Wilhelmshaven und Borkum wurden als Vertreter des ozeanischen Klimas der Nordseemarschen mit Wiesen- und Weidewirtschaft gewählt. Das Nordseeklima weicht, wie schon im Text erwähnt wurde, vom Ostseeklima durch erhöhte Humidität ab, die eine Folge der grösseren Niederschlagszahlen ist. Bodenkundlich fällt das Nordseegebiet darum bereits in die Zone der ausgesprochenen Podsolbildung, in der die Wirkung der luftklimatischen Faktoren über den Einfluss des Untergrundes siegt.

In den farbigen Graphikons Nr. I—VI der Tafel sind die wichtigsten Zahlendaten der entsprechenden Tabellen übersichtlich dargestellt worden. Um die Graphikons nicht allzu kompliziert werden zu lassen, mussten einige zweckmässige Zusammenziehungen der Stationsdaten vorgenommen werden. Dabei wurde mit Rücksicht auf die Anforderungen des Textes

[93] C. A. WEBER: A. a. O., Vgl. Anmerk. Nr. 41.
M. SELLKE: Fortschritte der Wiesenwirtschaft im Weichseldelta auf der Grundlage tieferer Entwässerung. Mit einem Geleitwort von Dr.-Ing. BERTRAM. Bilder aus Danzigs Landwirtschaft. Aus unserer Sammelmappe: herausgegeben vom Statistischen Landesamt der Freien Stadt Danzig. Nr. 3, Mai 1929, pag. 1—16.

vorgegangen. Die Daten der ungarischen und danzigischen Stationen wurden z. B. auch in den Graphikons gesondert eingetragen. Dagegen wurden bei den schlesischen Stationen die Daten für Breslau und Liegnitz einerseits und jene für Oppeln, Görlitz und Grünberg andererseits zu Mittelwerten zusammengezogen und nur diese graphisch dargestellt. Diese Mittelwerte finden sich auch in den unten folgenden Zahlentabellen angegeben. (In der Tabelle VI sind auch Mittelwerte aus den N.-S.-Quotienten für Hela und Neufahrwasser angegeben, obwohl sie graphisch gesondert dargestellt wurden. Dies war darum notwendig, weil die Zahlen der Texttabellen Nr. 1a und 1b auf pag. 44–45, bezw. der Graphikons Fig. 3 und 4 auf pag. 48–49 nach Mittelwerten dieser beiden Stationen berechnet worden sind.) Bezüglich der Paarung der Klimadaten bei den Zusammenziehungen sei noch bemerkt, dass eine Vereinigung der Daten von Liegnitz mit Görlitz, wie dies in einer Arbeit von A. Réthly geschah,[94] nicht zweckmässig ist. Es sind einigermassen verschiedene Klimagebiete. Dagegen schien die Vereinigung der Daten von Liegnitz und Breslau statthaft und die Paarung beider Stationen auch darum zweckmässig, weil dadurch der schon wiederholt erwähnte „Stadtfehler" von Breslau einigermassen kompensiert wird. Ohne Bedenken konnten dagegen die einander so nahe stehenden Zahlen für Emden, Wilhelmshaven und Borkum für die graphische Darstellung zu Mittelwerten vereinigt werden.

Es wäre ohne Zweifel sehr interessant gewesen, in die Zahlentabellen und die farbigen Graphikons auch alpine Stationen aufzunehmen, doch wurde dieser Plan schliesslich fallen gelassen, um die Tabellen und Graphikons nicht allzu unübersichtlich zu gestalten.

Zur Zusammenstellung der Zahlentabellen I–VI dienten folgende Quellen.

Die monatlichen und jährlichen Mittelwerte für Temperatur (Tabelle I), Niederschlagsmenge (Tab. II) und relative Feuchtigkeitsdefizitprozente (Tab. IV) in Túrkeve und Pallag sind von der Kön. Ung. Zentralanstalt für Meteorologie für die grosse Periode 1871–1920 berechnete Mittelwerte, deren Kenntnis ich der gefl. Mitteilung des Herrn Vizedirektors Dr. A. Réthly verdanke, da eine zusammenfassende Klimatographie von Ungarn leider noch nicht existiert.

Die monatlichen und Jahresmittelwerte für Temperatur (Tab. I) und relatives Feuchtigkeitsdefizit (Tab. IV) für alle übrigen Stationen entstammen der bekannten deutschen Klimatographie von G. Hellmann[95] und gelten für die Periode 1881–1910. Die relativen Feuchtigkeitsdefizitprozente wurden durch Subtraktion der in den Klimawerken angegebenen Prozente relativer Feuchtigkeit von 100% erhalten.

Da im grossen Klimaatlas von Hellmann die Monatsmittel des Niederschlages für die einzelnen Stationen nicht besonders angegeben sind, mussten für diese Werte die von demselben Forscher herausgegebenen Regenkarten der deutschen Provinzen zu Rate gezogen werden. Für Hela, Neufahrwasser, Konitz und Bydgoszcz (vormals Bromberg) wurden die Zahlen des Werkes für Westpreussen und Posen[96] herangezogen, die sich auf die Zeitperiode 1890–1909 beziehen. Dabei wurde in der Tabelle auf pag. 15 des Werkes ein Druckfehler entdeckt, indem der mittlere Januarwert des Niederschlages für Konitz offenbar nicht 53 $^{m}/_{m}$ beträgt, wie in der Tabelle zu lesen ist, sondern bloss 35 $^{m}/_{m}$, da mit diesem Werte die richtige Jahressumme des Niederschlages von 535 $^{m}/_{m}$ erhalten wird und der N.-S.-Quotient bei Belassung des in der Tabelle angegebenen Wertes ganz aus der Reihe

[94] A. Réthly: A. a. O., Tabelle XIII auf pag. 1284. (Vgl. Anmerk. Nr. 53 meiner Arbeit).

[95] G. Hellmann: Klima-Atlas von Deutschland. Bearbeitet im preussischen meteorologischen Institute. Berlin, 1921. (Vlg. v. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen) A. G.

[96] G. Hellmann: Regenkarten der Provinzen Westpreussen und Posen. Mit erläuterndem Text und Tabellen. Veröffentlichungen des Kön. Preuss. Meteorol. Inst., Nr. 248, II. verm. Aufl., Berlin, 1912, pag. 1–26. (Vlg. D. Reimer [E. Vohsen]).

herausgefallen wäre. Die Daten für Breslau, Liegnitz, Oppeln, Görlitz, Grünberg und Ratibor sind dem Werke für Schlesien entnommen,[97] in dem die Periode 1888—1907 verarbeitet ist, während die Zahlen für Emden, Wilhelmshaven und Borkum dem Werke für Oldenburg entstammen[98] und für die Periode 1892—1911 gelten.

Hierzu sei bemerkt, dass für einige Stationen des Ostsee- und Weichselgebietes auch die von V. KREMSER[99] berechnete lange Periode 1851—1890 zur Verfügung gestanden hätte. Doch sind von den KREMSER'schen Daten (Tab. 13 auf pag. 34 d. Werkes), nur jene für Konitz auf effektive 40 Beobachtungsjahre basiert (und auch hier sind Lücken nach Köslin und Danzig ergänzt), während seine Zahlen für Hela, Neufahrwasser und Bromberg Ergebnisse von Reduktionen kürzerer Reihen auf die erwähnte Periode sind. Diese Zahlen sind also weder allzu genau, noch hätten sie auch nur einigermassen in Bezug auf die betrachtete Periode mit den Angaben der übrigen Stationen übereingestimmt, so dass von ihrer Verwendung Abstand genommen wurde. (Nach diesen Zahlen stellt sich übrigens das Ostsee- und Weichselgebiet als noch etwas niederschlagsärmer heraus, wie nach den Daten der Regenkarten HELLMANN's. Nämlich jährliche Regenmengen: Hela 493 m/m statt 524 m/m, Neufahrwasser 507 m/m statt 544 m/m und Bromberg 477 m/m statt 506 m/m, während bemerkenswerterweise bei den tatsächlichen Beobachtungen in Konitz die Übereinstimmung viel besser ist, nämlich 546 m/m bei KREMSER statt 535 m/m bei HELLMANN. Es ist also nicht ausgeschlossen, dass die Differenzen teilweise eine Folge der Reduktionsfehler sind, was gleichfalls dafür sprach, lieber die auf kürzere Perioden bezüglichen, aber vergleichbareren Zahlen der Regenkarten anzuwenden).

Die Berechnung der übrigen Tabellen, nämlich der perzentuellen Verteilung des Niederschlages im Jahre (Tab. III), des monatlichen und jährlichen Sättigungsdefizites der Luft an Wasserdampf (Tab. V), sowie der Monats-, Jahres-, April—September- und Juli—September-N.-S.-Quotienten (Tab. VI) habe ich auf Grund der vorerwähnten Daten selbst vorgenommen.

Von diesen Tabellen ist Tab. III und Graphikon III für unsere Zwecke weniger wichtig und wurde mehr der Vollständigkeit halber aufgenommen, da für uns die Mengenverteilung des Niederschlages nach m/m-Werten im Jahre (Tab. II) viel wichtiger ist.

Dagegen dürften Tab. V und Graphikon V unter die wichtigsten und interessantesten der Arbeit zu zählen sein. Die darin dargestellten Sättigungsdefizite der Luft an Wasserdampf in den verschiedenen Klimaregionen wurden in folgender Weise berechnet (vgl. auch Anmerk. Nr. 21 des Textes):

Tabelle V besteht aus drei Teilen.

Im ersten Teile («a») sind jene Wasserdampfmengen in g angegeben, die bei den mittleren Temperaturen des betreffenden Monats (bezw. des Jahres) in 1 m^3 an Wasserdampf gesättigter Luft vorhanden sind. Diese Mengen wurden in der Weise ermittelt, dass die im Werke von A. SCHLEIN[100] bis auf Hundertstel Gramme genau für die ganzzahligen Celsiusgrade angegebenen Sättigungsgewichte in ein Millimeternetz eingetragen

[97] G. HELLMANN: Regenkarten der Provinz Schlesien. Mit erläuterndem Text und Tabellen. Veröff. d. Kön. Preuss. Meteor. Inst., Nr. 247, II. verm. Aufl., Berlin, 1912, pag. 1—26. (Vlg. D. REIMER [E. VOHSEN]).

[98] G. HELLMANN: Regenkarten der Provinzen Schleswig-Holstein und Hannover sowie von Oldenburg, Braunschweig, Hamburg, Bremen, Lübeck und vom Harz. Mit erläuterndem Text und Tabellen. Veröff. d. Kön. Preuss. Meteor. Inst., Nr. 270, II. verm. Aufl. Berlin, 1913, pag. 1—36. (Vlg. D. REIMER [E. VOHSEN]).

[99] V. KREMSER: Die klimatischen Verhältnisse des Memel-, Pregel- und Weichselstrom-Gebietes und: Tabellen zu den klimatischen Verhältnissen des Memel-, Pregel- und Weichselstrom-Gebietes. Sonderabdrücke aus dem Memel-, Pregel- und Weichselwerk. Berlin, 1900. (Vlg. D. REIMER [E. VOHSEN]). Pag. 1—103, bzw. 1—49.

[100] A. SCHLEIN: Tafeln zur Bestimmung des Wasserdampfgehaltes der Luft. I. Aufl., Wien, 1925. (Selbstverlag von Regierungsrat Dr. A. SCHLEIN.)

wurden, wo auf der Abszisse 1 m/m einem Zehntel Grad Lufttemperatur und auf der Ordinate 1 m/m einem Zehntel Gramm Wasserdampf entsprach. Auf der erhaltenen Sättigungsgewichtskurve wurden die den jeweiligen Monatsmitteltemperaturen entsprechenden Gramme Wasserdampf der gesättigten Luft auf Zehntel abgerundet graphisch abgelesen.

Im zweiten Teile («b») der Tabelle V sind jene Wasserdampfmengen (g pro 1 m^3 Luft) angeführt, welche im betreffenden Monat, bezw. im Jahr tatsächlich in der Luft vorhanden sind. Man erhält diese Zahlen durch Multiplikation der im Teil «a» angegebenen Sättigungsmengen mit den relativen Feuchtigkeitsprozenten des betreffenden Monats.

Die Differenz zwischen den in gesättigter Luft bei den betreffenden Monatstemperaturen enthaltenen Wasserdampfmengen («a») und den wirklich vorhandenen Mengen («b») ergibt die gesuchten Sättigungsdefizite in Grammen Wasserdampf pro 1 m^3 Luft, welche im Teil «c» der Tabelle V, bezw. in dem farbigen Graphikon V der Tafel zusammengestellt sind. Man kann sie natürlich auch in der Weise erhalten, dass man die Sättigungswerte in «a» direkt mit den relativen Feuchtigkeitsdefizitprozentwerten (der Tab. IV) multipliziert. Es sei noch bemerkt, dass die Mittelwerte bei den Stationskombinationen durch Bildung des Mittels aus den fertig berechneten Sättigungsdefiziten der betreffenden einzelnen Stationen gewonnen wurden.

Trotz der äusserst scharfen Trennung der einzelnen Klimate, die sich im Graphikon V der Sättigungsdefizite ausspricht, sei dennoch vor einer Überschätzung der Bedeutung dieser Werte, z. B. dadurch, dass man sie als alleinige charakteristische Kennzahlen der Klimate ansprechen wollte, gewarnt; (vgl. meine Ausführungen im Text pag. 25, Anmerkung Nr. 40).

Die Klimacharakteristik wird vielmehr erst durch die N.-S.-Quotienten der Tabelle VI, bezw. des Graphikons VI der Tafel gegeben.

Die N.-S.-Quotienten wurden im allgemeinen, wie im Texte des Näheren ausgeführt wurde, durch Division der Niederschlagszahlen in m/m (Tab. II) mit den Sättigungsdefizitwerten erhalten. Letztere drückte ich bei den Rechnungen durchwegs in g pro 1 m^3 Luft aus; es sind die Werte des «c»-Teiles der Tabelle V (vgl. die Textanmerkung Nr. 21). Angegeben sind die Monats-, die Jahres-, die April—September- und die Juli—September-N.-S.-Quotienten. Bei der Berechnung der Jahreswerte wurden die mittleren Jahresniederschlagszahlen und die Jahressättigungsdefizite, wie sie sich aus den mittleren Jahrestemperaturen ergeben, in Rechnung gestellt. Die Berechnungsweise der N.-S.-Quotienten für die Periode April—September, bezw. Juli—September möge an einem Beispiele gezeigt werden.

Berechnung des Juli—September-N.-S.-Quotienten für Túrkeve:

Mittlere Temperaturen: Juli 21·7° C, August 20·5° C, September 16·2° C, hieraus Periodenmittel 19·5° C. Ebenso: relatives Feuchtigkeitsdefizit Juli 33 %, August 33 %, September 28 %, hieraus Periodenmittel 31·3 %. Niederschlag: Juli 39 m/m, August 49 m/m, September 38 m/m, Periodensumme 146 m/m. Der Temperatur von 19·5° C entspricht nach der Sättigungskurve: 16·8 g Wasserdampf pro 1 m^3 Luft. Daher ist das Sättigungsdefizit: $16{\cdot}8 \times 0{\cdot}313 = 5{\cdot}3$ g/m^3 für die VII—IX. Periode und der N.-S.-Quotient: $\frac{146}{5{\cdot}3} = 27{\cdot}5$.

D. h. die N.-S.-Quotienten für die Perioden wurden nicht in der Weise berechnet, dass die Quotienten der betreffenden Monate summiert worden wären, sondern es wurden zunächst die Mittelwerte der zur Rechnung nötigen Klimaelemente berechnet und mit diesen der Periodenquotient von Grund aus berechnet, weil dieses Verfahren genauere Werte ergibt.

Bei den Stationskombinationen wurden die Mittelwerte aus den fertig berechneten N.-S.-Quotienten der einzelnen Stationen gebildet.

Bei allen Berechnungen der N.-S.-Quotienten wurde die Rechnung bis auf eine Dezimale ausgeführt, der erhaltene Wert jedoch in die Tabelle nur bis auf Einheiten genau

eingestellt, weil die zur Berechnung dienenden Zahlen ohnehin keine grössere Genauigkeit verbürgen.

In der Zahlentabelle VI sind ausserdem noch die Seehöhen der einzelnen Stationen und ihre zugehörigen geographischen Koordinaten angegeben. Als Quellen hierfür dienten ausser dem erwähnten Werke von V. KREMSER noch die Schrift von E. SOMMER [101] und die in den amtlichen deutschen Sammelwerken (Veröffentlichungen des Preuss. Meteor. Inst. und Deutsch. Meteor. Jahrbücher) enthaltenen Angaben.

[101] E. SOMMER: Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa; Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde im Auftrage der Centralkommission f. wiss. Landeskunde v. Deutschland, herausg. v. Dr. A. KIRCHHOFF, Prof. d. Erdkunde an d. Univ. Halle, XVI. Bd., 1906, Heft 2, pag. 127—166. (Vlg. J. ENGELHORN, Stuttgart.)

TABELLEN DER KLIMATISCHEN DATEN.

Tabelle I.

Monats-, Jahres-, April—September- und Juli—Septembermittel der Lufttemperatur in C°-en.

Station	Benutzte Beobachtungsreihen	Monat												Periode		
		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV—IX.	VII—IX.
Túrkeve	1871—1920	—2·5	1·0	4·4	10·1	15·5	19·1	21·7	20·5	16·2	10·8	3·8	—0·2	9·9	17·2	19·5
Pallag (bei Debrecen)	„	—3·1	—1·5	4·2	10·1	15·5	19·1	21·1	19·9	15·2	9·9	3·0	—0·8	9·4	16·8	18·7
Hela	1881—1910	—0·8	—0·5	1·1	4·9	9·8	14·4	17·1	16·7	14·0	9·2	4·2	—0·8	7·6	12·8	15·9
Neufahrwasser	„	—1·9	—1·0	1·3	5·9	10·9	15·1	17·4	16·5	13·5	8·1	3·1	—0·3	7·4	13·2	15·8
Konitz	„	—3·0	—2·0	0·7	5·8	11·6	15·4	17·0	15·6	12·3	7·2	1·9	—1·4	6·8	12·9	15·0
Breslau	„	—1·6	—0·2	3·1	7·9	13·7	17·0	18·7	17·7	14·2	9·1	3·5	0·0	8·6	14·9	16·9
Liegnitz	„	—1·6	0·0	3·0	7·6	13·2	16·5	18·0	17·1	13·5	8·7	3·3	—0·1	8·3	14·3	16·2
Bydgoszcz (Bromberg)	„	—2·3	—1·1	1·8	7·0	13·1	16·8	18·5	16·9	13·1	7·9	2·8	—0·6	7·8	14·2	16·2
Oppeln	„	—2·0	—0·4	3·0	7·9	13·6	16·8	18·5	17·6	14·0	9·1	3·3	—0·3	8·4	14·7	16·7
Görlitz	„	—1·6	—0·3	2·8	7·4	12·9	16·3	17·7	16·8	13·5	8·6	3·3	—0·2	8·1	14·1	16·0
Grünberg	„	—1·7	—0·3	2·7	7·4	13·1	16·6	17·9	16·9	13·5	8·5	3·1	—0·3	8·1	14·2	16·1
Ratibor	„	—2·2	—0·6	3·0	7·9	13·7	16·8	18·5	17·4	13·7	9·0	3·3	—0·5	8·3	14·7	16·5
Emden	„	0·5	1·4	3·4	7·0	11·6	14·8	16·3	15·7	13·4	9·1	4·7	1·8	8·3	13·1	15·1
Wilhelmshaven	„	0·4	1·1	3·1	6·8	11·3	14·8	16·3	15·7	13·5	9·0	4·5	1·8	8·2	13·1	15·2
Borkum	„	0·8	1·5	3·1	6·6	10·9	14·3	16·2	16·0	14·1	9·6	5·1	2·3	8·4	13·0	15·4
Mittelwerte für Breslau & Liegnitz	„	—1·6	—0·1	3·1	7·8	13·5	16·8	18·4	17·4	13·9	8·9	3·4	0·0	8·5	14·6	16·6
Mittelwerte für Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	—1·8	—0·3	2·8	7·6	13·2	16·6	18·0	17·1	13·7	8·7	3·2	—0·3	8·2	14·4	16·3
Mittelwerte für Emden, Wilhelmshaven & Borkum	„	0·6	1·3	3·2	6·8	11·3	14·6	16·3	15·8	13·7	9·2	4·8	2·0	8·3	13·1	15·3

Tabelle II.

Mittlere Monats-, Jahres-, April—September- und Juli—September-Niederschlagsmengen: mm.

Station	Benutzte Beobachtungsreihen	Monat												Periode		
		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV—IX.	VII—IX.
Túrkeve	1871–1920	34	27	37	57	65	76	59	49	38	68	40	37	587	344	146
Pallag (bei Debrecen)	„	32	27	39	47	61	71	73	57	47	60	46	48	608	356	177
Hela	1890–1909	30	23	33	32	45	52	67	71	51	43	44	33	524	318	189
Neufahrwasser	„	29	25	35	37	53	60	70	67	42	43	49	34	544	329	179
Konitz	„	35	29	36	37	57	51	72	68	40	37	38	35	535	325	180
Breslau	1888–1907	34	28	43	42	63	58	88	62	51	43	36	37	585	364	201
Liegnitz	„	26	24	37	39	66	60	78	62	52	39	30	27	540	357	192
Bydgoszcz (Bromberg)	1890–1909	31	27	41	36	52	50	69	57	37	40	32	34	506	301	163
Oppeln	1888–1907	39	35	46	57	73	69	96	72	58	52	41	38	676	425	226
Görlitz	„	43	40	51	51	68	67	97	69	57	50	39	42	674	409	223
Grünberg	„	44	38	53	44	62	61	83	66	56	49	41	43	640	372	205
Ratibor	„	31	25	34	51	68	89	97	98	66	57	37	32	685	469	261
Emden	1892–1911	55	48	48	45	50	60	70	79	60	73	58	59	705	364	209
Wilhelmshaven	„	44	45	40	40	52	55	76	77	61	71	49	50	660	361	214
Borkum	„	47	44	42	40	42	59	65	85	65	77	62	56	684	356	215
Mittelwerte für Breslau & Liegnitz	1888–1907	30	26	40	41	65	59	83	62	52	41	33	32	563	362	197
Mittelwerte für Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	42	38	50	51	68	66	92	69	57	50	40	41	663	403	218
Mittelwerte für Emden, Wilhelmshaven & Borkum	1892–1911	49	46	43	42	48	58	70	80	62	74	56	55	683	360	212

Tabelle III.

Verteilung des Niederschlages im Jahr in ‰-en des Jahresniederschlages.

Station	Benutzte Beobachtungsreihen	Monat												Periode		
		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV–IX.	VII–IX.
Túrkeve	1871–1920	5·9	4·6	6·3	9·7	11·1	12·9	10·0	8·3	6·5	11·6	6·8	6·3	100	58·5	24·8
Pallag (bei Debrecen)	„	5·3	4·4	6·4	7·7	10·0	11·7	12·0	9·4	7·7	9·9	7·6	7·9	100	58·5	29·1
Hela	1890–1909	5·7	4·4	6·3	6·1	8·6	9·9	12·8	13·6	9·7	8·2	8·4	6·3	100	60·7	36·1
Neufahrwasser	„	5·3	4·6	6·4	6·8	9·8	11·0	12·9	12·3	7·7	7·9	9·0	6·3	100	60·5	32·9
Konitz	„	6·6	5·4	6·7	6·9	10·7	9·5	13·5	12·7	7·5	6·9	7·1	6·5	100	60·8	33·7
Breslau	1888–1907	5·8	4·8	7·4	7·2	10·8	9·8	15·0	10·6	8·7	7·4	6·2	6·3	100	62·1	34·3
Liegnitz	„	4·8	4·4	6·9	7·2	12·2	11·1	14·5	11·5	9·6	7·2	5·6	5·0	100	66·1	35·6
Bydgoszcz (Bromberg)	1890–1909	6·1	5·3	8·1	7·1	10·3	9·9	13·7	11·3	7·3	7·9	6·3	6·7	100	59·6	32·3
Oppeln	1888–1907	5·8	5·2	6·8	8·4	10·8	10·2	14·2	10·6	8·6	7·7	6·1	5·6	100	62·8	33·4
Görlitz	„	6·4	5·9	7·6	7·6	10·1	9·9	14·4	10·2	8·5	7·4	5·8	6·2	100	60·7	33·1
Grünberg	„	6·9	5·9	8·3	6·9	9·7	9·5	13·0	10·3	8·7	7·7	6·4	6·7	100	58·1	32·0
Ratibor	„	4·5	3·7	5·0	7·4	9·9	13·0	14·2	14·3	9·6	8·3	5·4	4·7	100	68·4	38·1
Emden	1892–1911	7·8	6·8	6·8	6·4	7·1	8·5	9·9	11·2	8·5	10·4	8·2	8·4	100	51·6	29·6
Wilhelmshaven	„	6·7	6·8	6·0	6·1	7·9	8·3	11·5	11·7	9·2	10·8	7·4	7·6	100	54·7	32·4
Borkum	„	6·9	6·4	6·1	5·9	6·1	8·6	9·5	12·4	9·5	11·3	9·1	8·2	100	52·0	31·4
Mittelwerte für Breslau & Liegnitz	1888–1907	5·3	4·6	7·1	7·2	11·5	10·5	14·8	11·1	9·2	7·3	5·9	5·7	100	64·3	35·1
Mittelwerte für Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	6·4	5·7	7·6	7·6	10·2	9·9	13·9	10·4	8·6	7·6	6·1	6·2	100	60·6	32·9
Mittelwerte für Emden, Wilhelmshaven & Borkum	1892–1911	7·1	6·7	6·3	6·1	7·0	8·5	10·3	11·8	9·1	10·8	8·2	8·1	100	52·8	31·2

Tabelle IV.

Monats-, Jahres-, April—September und Juli—Septembermittel des relativen Feuchtigkeitsdefizits in %-en (100 % — relative Feuchtigkeitsprozente).

Station	Benutzte Beobachtungsreihen	Monat I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Periode Jahr	IV–IX.	VII–IX.
Túrkeve	1871–1920	13	15	24	31	30	28	33	33	28	20	15	11	23	31	31
Pallag (bei Debrecen)	„	11	13	21	28	29	28	31	30	24	18	13	9	21	28	28
Hela	1881–1910	11	13	15	19	21	22	21	21	20	18	15	12	17	21	21
Neufahrwasser	„	14	15	18	24	26	27	27	25	22	18	15	13	20	25	25
Konitz	„	10	13	17	26	30	31	28	23	20	14	10	9	19	26	24
Breslau	„	17	20	25	32	35	35	34	33	28	22	18	16	26	33	32
Liegnitz	„	16	19	23	27	29	30	28	28	23	19	15	15	23	27	26
Bydgoszcz (Bromberg)	„	14	16	20	27	32	33	30	27	22	16	12	12	22	28	26
Oppeln	„	15	18	23	29	30	29	29	27	23	19	15	13	22	28	26
Görlitz	„	14	16	20	26	29	28	26	25	21	18	14	13	21	26	24
Grünberg	„	12	14	20	27	30	30	27	26	22	16	12	10	21	27	25
Ratibor	„	15	17	22	26	27	26	25	24	20	17	15	13	21	25	23
Emden	„	8	10	15	22	23	22	20	18	16	12	10	8	15	20	18
Wilhelmshaven	„	10	12	16	22	24	23	20	19	17	13	11	10	16	21	19
Borkum	„	7	8	13	18	19	19	20	19	18	14	10	8	14	19	19
Mittelwerte für Breslau & Liegnitz	„	16	19	24	29	32	33	31	30	25	20	16	15	24	30	29
Mittelwerte für Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	14	16	21	27	30	29	27	26	22	18	14	12	21	27	25
Mittelwerte für Emden, Wilhelmshaven & Borkum	„	8	10	15	21	22	21	20	19	17	13	10	9	15	20	19

Tabelle V/a.

Monats-, Jahres-, April–September- und Juli–Septembermittelwerte des an Wasserdampf vollkommen gesättigten Wasserdampfgehaltes einer bei der Mitteltemperatur der betreffenden Perioden Luft: g H_2O in 1 m^3 Luft.

Station	Benutzte Beobachtungsreihen	Monat												Periode		
		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV–IX.	VII–IX.
Túrkeve	1871–1920	4·1	5·2	6·5	9·5	13·2	16·9	19·1	17·8	13·8	9·9	6·3	4·8	9·4	15·0	16·9
Pallag (bei Debrecen)	„	3·9	4·4	6·4	9·5	13·2	16·4	18·5	17·2	13·0	9·4	6·0	4·6	9·1	13·5	16·2
Hela	1881–1910	4·6	4·7	5·2	6·8	9·3	12·4	14·6	14·3	12·1	8·9	6·4	4·6	8·1	11·6	13·7
Neufahrwasser	„	4·3	4·5	5·3	7·2	10·0	12·9	14·9	14·1	11·7	8·3	6·0	4·8	8·0	11·8	13·6
Konitz	„	3·9	4·2	5·1	7·2	10·4	13·1	14·5	13·3	10·9	7·9	5·5	4·4	7·6	11·6	12·9
Breslau	„	4·4	4·8	6·0	8·2	11·9	14·5	16·0	15·1	13·2	8·9	6·2	4·8	8·6	13·1	14·8
Liegnitz	„	4·4	4·8	6·0	8·1	11·5	14·1	15·4	14·6	11·7	8·7	6·1	4·8	8·4	12·6	13·9
Bydgoszcz (Bromberg)	„	4·1	4·5	5·5	7·8	11·4	14·3	15·9	14·4	11·4	8·2	5·9	4·7	8·2	12·5	13·9
Oppeln	„	4·2	4·7	6·0	8·2	11·8	14·3	15·9	15·0	12·1	8·9	6·1	4·7	8·5	12·9	14·3
Görlitz	„	4·4	4·8	5·9	8·0	11·3	13·9	15·1	14·3	11·7	8·6	6·1	4·8	8·3	12·4	13·7
Grünberg	„	4·3	4·8	5·8	8·0	11·4	14·2	15·3	14·4	11·7	8·6	6·0	4·8	8·3	12·5	13·8
Ratibor	„	4·2	5·1	6·0	8·2	11·9	14·3	15·9	14·9	11·9	8·8	6·1	4·7	8·4	12·8	14·2
Emden	„	5·0	5·3	6·1	7·8	10·4	12·7	13·9	13·4	11·6	8·9	6·7	5·5	8·4	11·6	13·0
Wilhelmshaven	„	5·0	5·2	6·0	7·6	10·2	12·7	13·9	13·4	11·7	8·8	6·6	5·5	8·4	11·6	13·0
Borkum	„	5·1	5·4	6·0	7·5	10·0	12·3	13·8	13·6	12·1	9·2	6·9	5·7	8·5	11·6	13·2
Mittelwerte für Breslau & Liegnitz	„	4·4	4·8	6·0	8·1	11·7	14·3	15·7	14·9	12·4	8·8	6·1	4.8	8·5	12·9	14·3
Mittelwerte für Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	4·3	4·8	5·9	8·0	11·5	14·1	15·4	14·6	11·8	8·7	6·1	4·8	8·4	12·6	13·9
Mittelwerte für Emden, Wilhelmshaven & Borkum	„	5·0	5·3	6·0	7·6	10·2	12·6	13·9	13·5	11·8	9·0	6·7	5·6	8·4	11·6	13·1

Tabelle V/b.

Monats-, Jahres-, April—September- und Juli—Septembermittelwerte der tatsächlich vorhandenen Wasserdampfmengen: g in 1 m^3 Luft.

Station		Benutzte Beobachtungsreihen	Monat												Periode		
			I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV—IX.	VII—IX.
Túrkeve		1871–1920	3·6	4·4	4·9	6·6	9·2	12·0	12·8	11·9	9·9	7·9	5·4	4·3	7·2	10·4	11·5
Pallag (bei Debrecen)		„	3·5	3·8	5·1	6·9	9·4	11·8	12·8	12·0	9·9	7·7	5·2	4·2	7·2	10·5	11·6
Hela		1881–1910	4·1	4·1	4·4	5·5	7·3	9·7	11·5	11·3	9·7	7·3	5·4	4·0	6·7	9·2	10·8
Neufahrwasser		„	3·7	3·8	4·3	5·5	7·4	9·4	10·9	10·6	9·1	6·8	5·1	4·2	6·4	8·8	10·2
Konitz		„	3·5	3·7	4·2	5·3	7·3	9·0	10·4	10·2	8·7	6·8	5·0	4·0	6·2	8·5	9·8
Breslau		„	3·6	3·8	4·5	5·6	7·7	9·4	10·6	10·1	9·5	6·9	5·1	4·0	6·4	8·8	10·1
Liegnitz		„	3·7	3·9	4·6	5·9	8·2	9·9	11·1	10·5	9·0	7·0	5·2	4·1	6·5	9·1	10·2
Bydgoszcz (Bromberg)		„	3·5	3·8	4·4	5·7	7·8	9·6	11·1	10·5	8·9	6·9	5·2	4·1	6·4	8·9	10·2
Oppeln		„	3·6	3·9	4·6	5·8	8·3	10·2	11·3	10·9	9·3	7·2	5·2	4·1	6·6	9·3	10·5
Görlitz		„	3·8	4·0	4·7	5·9	8·0	10·0	11·2	10·7	9·2	7·1	5·2	4·2	6·6	9·2	10·4
Grünberg		„	3·8	4·1	4·6	5·8	8·0	9·9	11·2	10·7	9·1	7·2	5·2	4·3	6·6	9·1	10·3
Ratibor		„	3·6	4·2	4·6	6·1	8·7	10·6	11·9	11·3	9·5	7·3	5·2	4·1	6·6	9·7	10·9
Emden		„	4·6	4·8	5·2	6·1	7·9	9·9	11·1	11·0	9·7	7·8	6·0	5·1	7·1	9·3	10·6
Wilhelmshaven		„	4·5	4·6	5·0	5·9	7·8	9·8	11·1	10·9	9·7	7·7	5·9	5·0	7·1	9·2	10·6
Borkum		„	4·7	5·0	5·2	6·2	8·1	10·0	11·0	11·0	9·9	7·9	6·2	5·2	7·3	9·4	10·6
Mittelwerte für	Breslau & Liegnitz	„	3·7	3·9	4·6	5·7	8·0	9·7	10·8	10·3	9·2	7·0	5·1	4·1	6·5	9·0	10·1
	Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	3·7	4·0	4·6	5·8	8·1	10·0	11·2	10·8	9·2	7·2	5·2	4·2	6·6	9·2	10·4
	Emden, Wilhelmshaven & Borkum	„	4·6	4·8	5·1	6·1	7·9	9·9	11·1	11·0	9·8	7·8	6·0	5·1	7·2	9·3	10·6

Tabelle V/c.

Monats-, Jahres-, April — September- und Juli — Septembermittel des Sättigungsdefizites der Luft an Wasserdampf: g pro 1 m³ Luft.

Station	Benutzte Beobachtungsreihen	Monat												Periode		
		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr	IV–IX.	VII–IX.
Túrkeve	1871–1920	0·5	0·8	1·6	2·9	4·0	4·9	6·3	5·9	3·9	2·0	0·9	0·5	2·2	4·7	5·4
Pallag (bei Debrecen)	„	0·4	0·6	1·3	2·6	3·8	4·6	5·7	5·2	3·1	1·7	0·8	0·4	1·9	4·2	4·7
Hela	1881–1910	0·5	0·6	0·8	1·3	2·0	2·7	3·1	3·0	2·4	1·6	1·0	0·6	1·4	2·4	2·8
Neufahrwasser	„	0·6	0·7	1·0	1·7	2·6	3·5	4·0	3·5	2·6	1·5	0·9	0·6	1·6	3·0	3·4
Konitz	„	0·4	0·5	0·9	1·9	3·1	4·1	4·1	3·1	2·2	1·1	0·5	0·4	1·4	3·1	3·1
Breslau	„	0·8	1·0	1·5	2·6	4·2	5·1	5·4	5·0	3·7	2·0	1·1	0·8	2·2	4·3	4·7
Liegnitz	„	0·7	0·9	1·4	2·2	3·3	4·2	4·3	4·1	2·7	1·7	0·9	0·7	1·9	3·5	3·7
Bydgoszcz (Bromberg)	„	0·6	0·7	1·1	2·1	3·6	4·7	4·8	3·9	2·5	1·3	0·7	0·6	1·8	3·6	3·7
Oppeln	„	0·6	0·8	1·4	2·4	3·5	4·1	4·6	4·1	2·8	1·7	0·9	0·6	1·9	3·6	3·8
Görlitz	„	0·6	0·8	1·2	2·1	3·3	3·9	3·9	3·6	2·5	1·5	0·9	0·6	1·7	3·2	3·3
Grünberg	„	0·5	0·7	1·2	2·2	3·4	4·3	4·1	3·7	2·6	1·4	0·8	0·5	1·7	3·4	3·5
Ratibor	„	0·6	0·9	1·4	2·1	3·2	3·7	4·0	3·6	2·4	1·5	0·9	0·6	1·8	3·2	3·3
Emden	„	0·4	0·5	0·9	1·7	2·5	2·8	2·8	2·4	1·9	1·1	0·7	0·4	1·3	2·4	2·4
Wilhelmshaven	„	0·5	0·6	1·0	1·7	2·4	2·9	2·8	2·5	2·0	1·1	0·7	0·5	1·3	2·4	2·4
Borkum	„	0·4	0·4	0·8	1·3	1·9	2·3	2·8	2·6	2·2	1·3	0·7	0·5	1·2	2·2	2·5
Mittelwerte für Breslau & Liegnitz	„	0·7	0·9	1·4	2·4	3·7	4·6	4·9	4·6	3·2	1·8	1·0	0·7	2·0	3·9	4·2
Mittelwerte für Oppeln, Görlitz & Grünberg	„	0·6	0·8	1·3	2·2	3·4	4·1	4·2	3·8	2·6	1·5	0·9	0·6	1·8	3·4	3·5
Mittelwerte für Emden, Wilhelmshaven & Borkum	„	0·4	0·5	0·9	1·6	2·3	2·7	2·8	2·5	2·0	1·2	0·7	0·5	1·3	2·3	2·4

Tabelle VI.

Monats-, Jahres-, April—September- und Juli—September-

Station	Geogr. Koordinaten (v. Greenwich) Nördl Br.	Östl. L.	Seehöhe m	Beobachtungsperiode für Niederschlag	für Sättigungsdefizit
Túrkeve	47° 07'	20° 45'	89	1871—1920	1871—1920
Pallag (bei Debrecen)	47° 36'	21° 38'	129	„	„
Hela	54° 36'	18° 48'	5	1890—1909	1881—1910
Neufahrwasser	54° 24'	18° 40'	5	„	„
Konitz	53° 42'	17° 34'	163	„	„
Breslau	51° 07'	17° 02'	147	1888—1907	„
Liegnitz	51° 13'	16° 10'	129	„	„
Bydgoszcz (Bromberg)	53° 08'	18° 00'	44	1890—1909	„
Oppeln	50° 40'	17° 55'	175	1888—1907	„
Görlitz	51° 10'	15° 00'	213	„	„
Grünberg	51° 56'	15° 30'	150	„	„
Ratibor	50° 06'	18° 13'	195	„	„
Emden	53° 22'	7° 12'	8	1892—1911	„
Wilhelmshaven	53° 32'	8° 09'	8	„	„
Borkum	53° 35'	6° 40'	10	„	„
Mittelwerte für: Breslau & Liegnitz	—	—	—	1888—1907	„
Mittelwerte für: Oppeln, Görlitz & Grünberg	—	—	—	„	„
Mittelwerte für: Emden, Wilhelmshaven & Borkum	—	—	—	1892—1911	„
Mittelwerte für: Hela & Neufahrwasser	—	—	—	1890—1909	„

N.—S.-Quotienten (N.—S.-Quotient = $\frac{\text{Niederschlag}}{\text{Sättigungsdefizit}}$)

Station	Monatliche N.—S.-Quotienten I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	N.—S.-Quotienten der Perioden: Jahr	IV-IX.	VII-IX.
Túrkeve	68	34	23	20	16	15	9	8	10	34	44	74	267	76	28
Pallag (bei Debrecen)	80	45	30	18	16	15	13	11	15	35	58	120	320	89	39
Hela	60	38	41	25	23	19	22	24	21	27	44	55	374	138	67
Neufahrwasser	48	36	35	22	20	17	18	19	16	29	54	57	340	113	54
Konitz	88	58	40	20	18	12	18	22	18	34	76	88	382	108	60
Breslau	42	28	29	16	15	11	16	12	14	22	33	46	266	87	44
Liegnitz	37	27	26	18	20	14	18	15	19	23	33	39	284	105	53
Bydgoszcz (Bromberg)	52	39	37	17	14	11	14	15	15	31	46	57	281	86	53
Oppeln	65	44	33	24	21	17	21	18	21	31	46	63	356	121	59
Görlitz	72	50	42	24	21	17	25	19	23	33	43	63	396	132	68
Grünberg	88	54	44	20	18	14	20	18	21	35	51	86	376	113	60
Ratibor	52	28	24	24	21	21	24	27	28	38	41	53	381	151	82
Emden	137	96	53	26	20	21	25	33	32	66	83	147	542	158	91
Wilhelmshaven	88	75	40	24	22	19	27	31	30	64	70	100	508	134	89
Borkum	118	110	52	31	22	26	23	33	30	59	89	112	570	170	86
Mittelwerte für: Breslau & Liegnitz	40	27	28	17	17	13	17	14	16	22	33	42	275	96	48
Mittelwerte für: Oppeln, Görlitz & Grünberg	75	49	40	23	20	16	22	18	22	33	47	71	376	122	62
Mittelwerte für: Emden, Wilhelmshaven & Borkum	114	94	49	27	21	22	25	32	31	63	81	120	540	154	89
Mittelwerte für: Hela & Neufahrwasser	54	37	38	23	21	18	20	21	19	28	49	56	357	126	61

BERICHTIGUNG ZUR FARBIGEN TAFEL.

In Graphikon VI der Tafel sind durch ein bedauerliches Versehen bei der Zeichnung mittels der grünen Linie nicht die Mittelwerte der N.-S.-Quotienten von Emden—Wilhelmshaven—Borkum, sondern die Mittelwerte für Hela—Neufahrwasser dargestellt worden. Dagegen, bezieht sich die grüne Linie in den Graphikons I—V tatsächlich auf die Mittelwerte für Emden—Wilhelmshaven—Borkum.

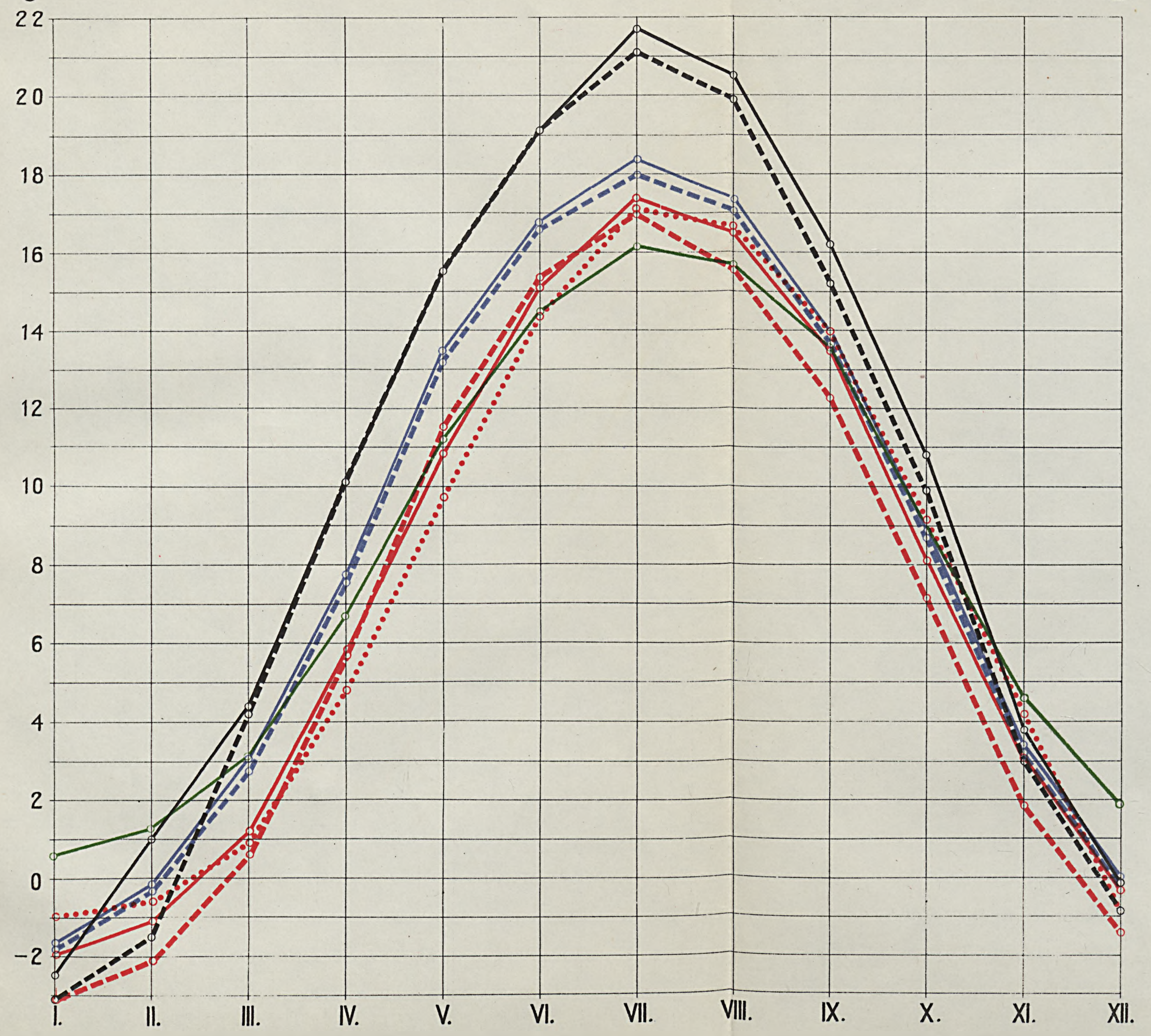
VERZEICHNIS DER FIGUREN.

TAFEL I.

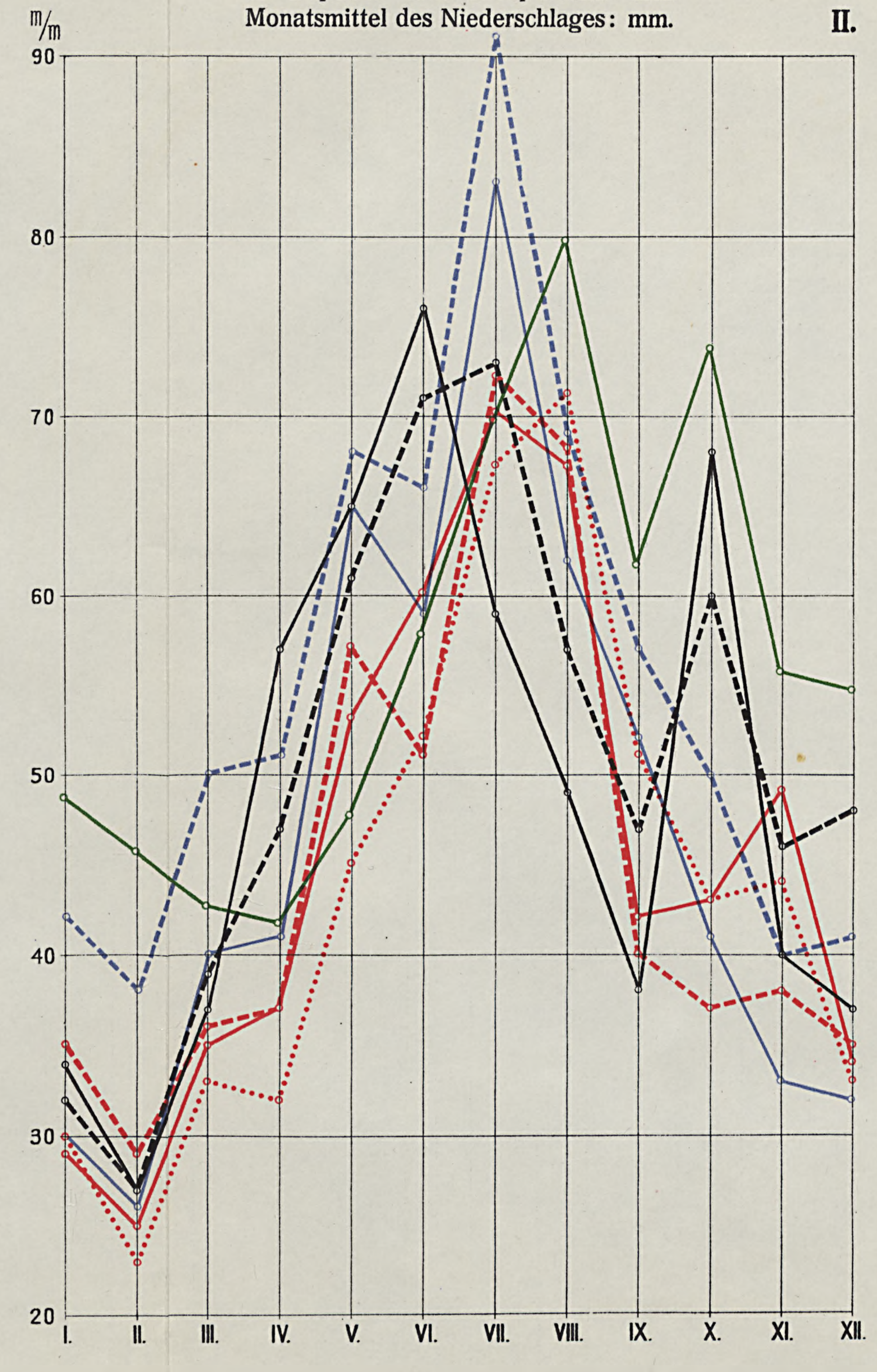
Graphische Darstellung der klimatischen Daten:

I. Monatsmittel der Lufttemperatur: C^0.
II. Monatsmittel des Niederschlages: $^m/_m$.
III. Verteilung des Niederschlages: in $^0/_0$ des jährlichen Niederschlages.
IV. Monatsmittel des relativen Feuchtigkeitsdefizits: $^0/_0$.
V. Monatsmittel des Sättigungsdefizits der Luft an Wasserdampf: g/1 m^3 Luft.
VI. Monats-N.-S.-Quotienten.

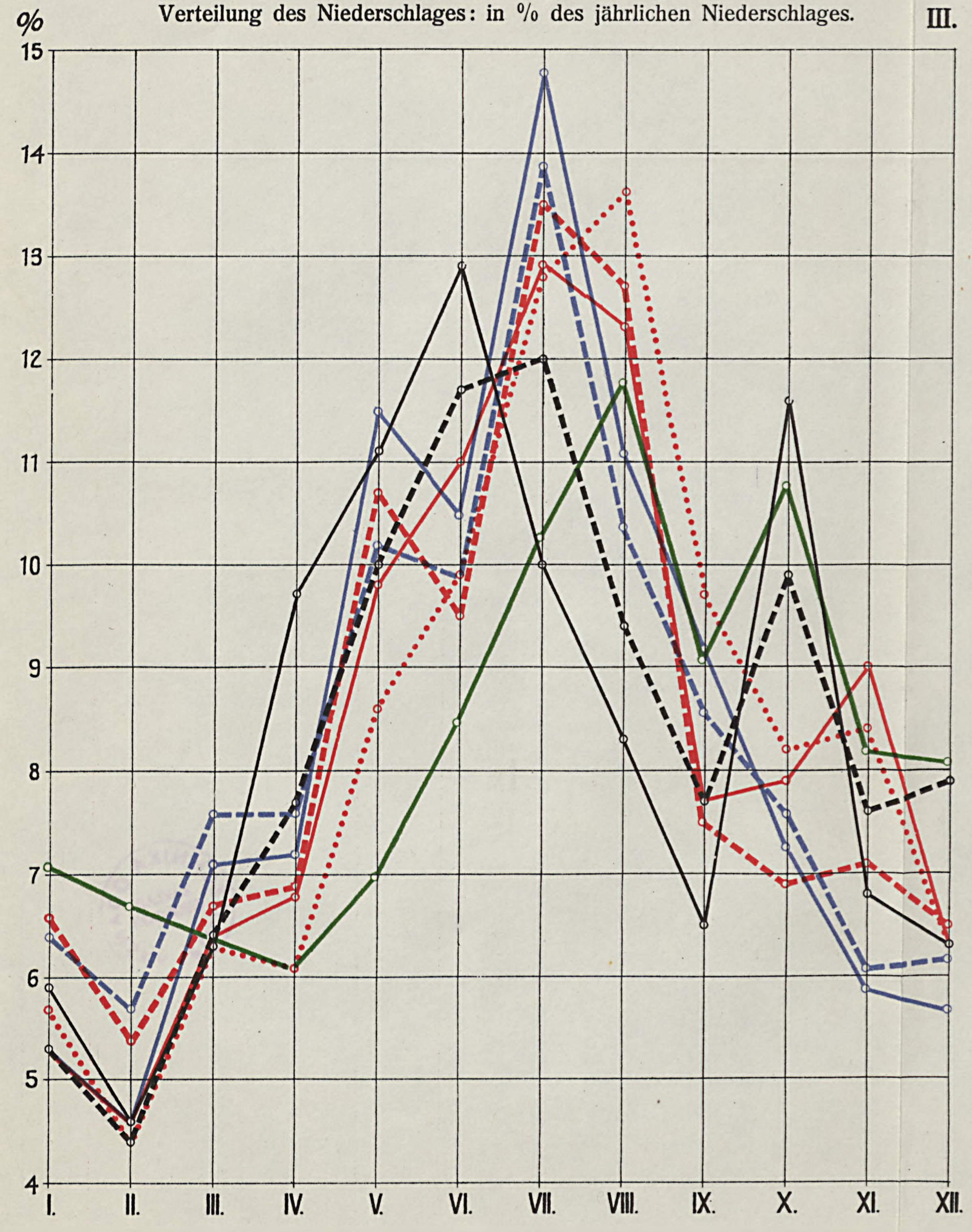
A levegő havi hőfokközépértékei C°.
Monatsmittel der Lufttemperatur: C°. I.



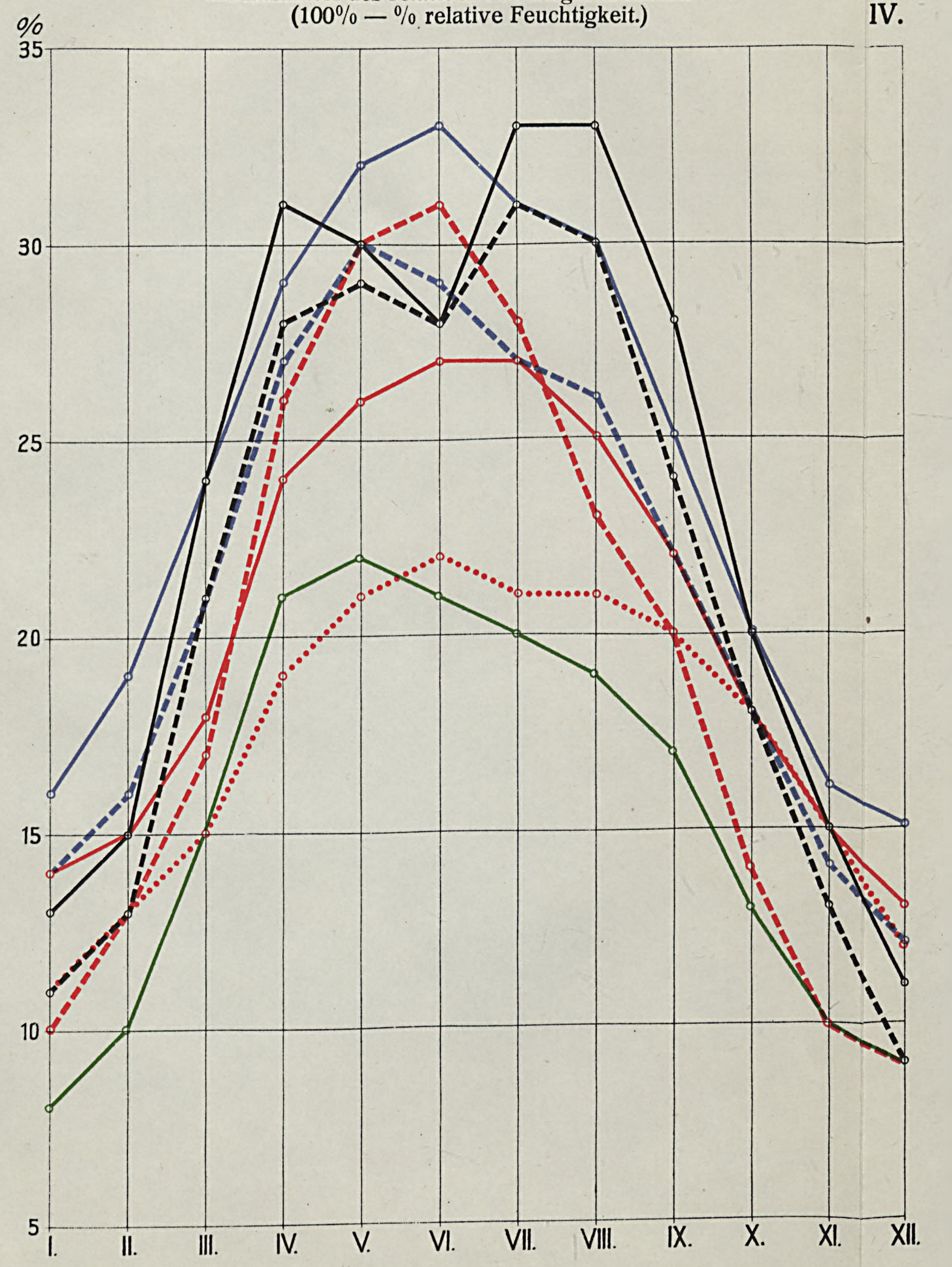
A csapadék havi középértékei: mm.
Monatsmittel des Niederschlages: mm. II.



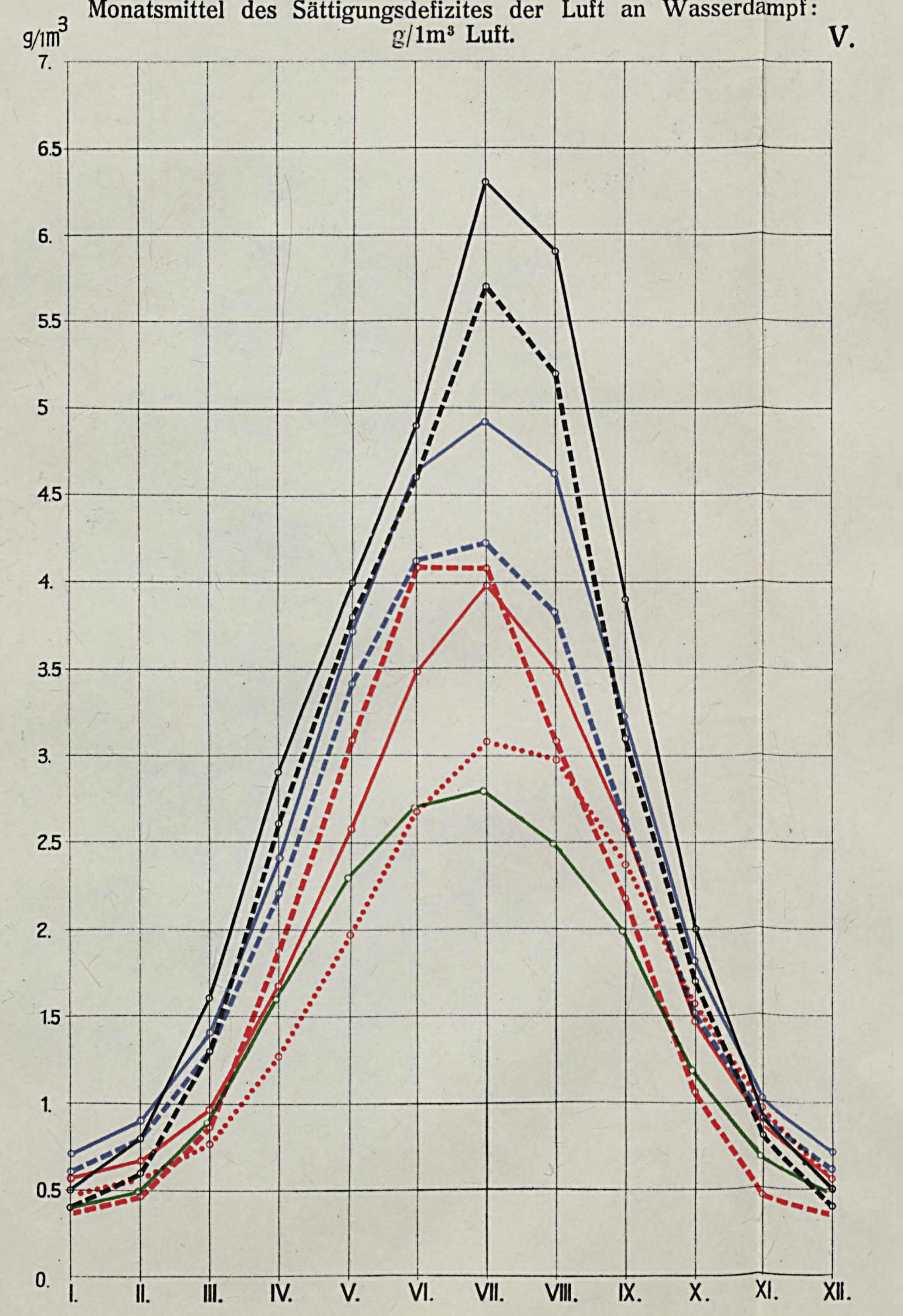
A csapadék eloszlása: az évi csapadékmennyiség %-aiban.
Verteilung des Niederschlages: in % des jährlichen Niederschlages. III.



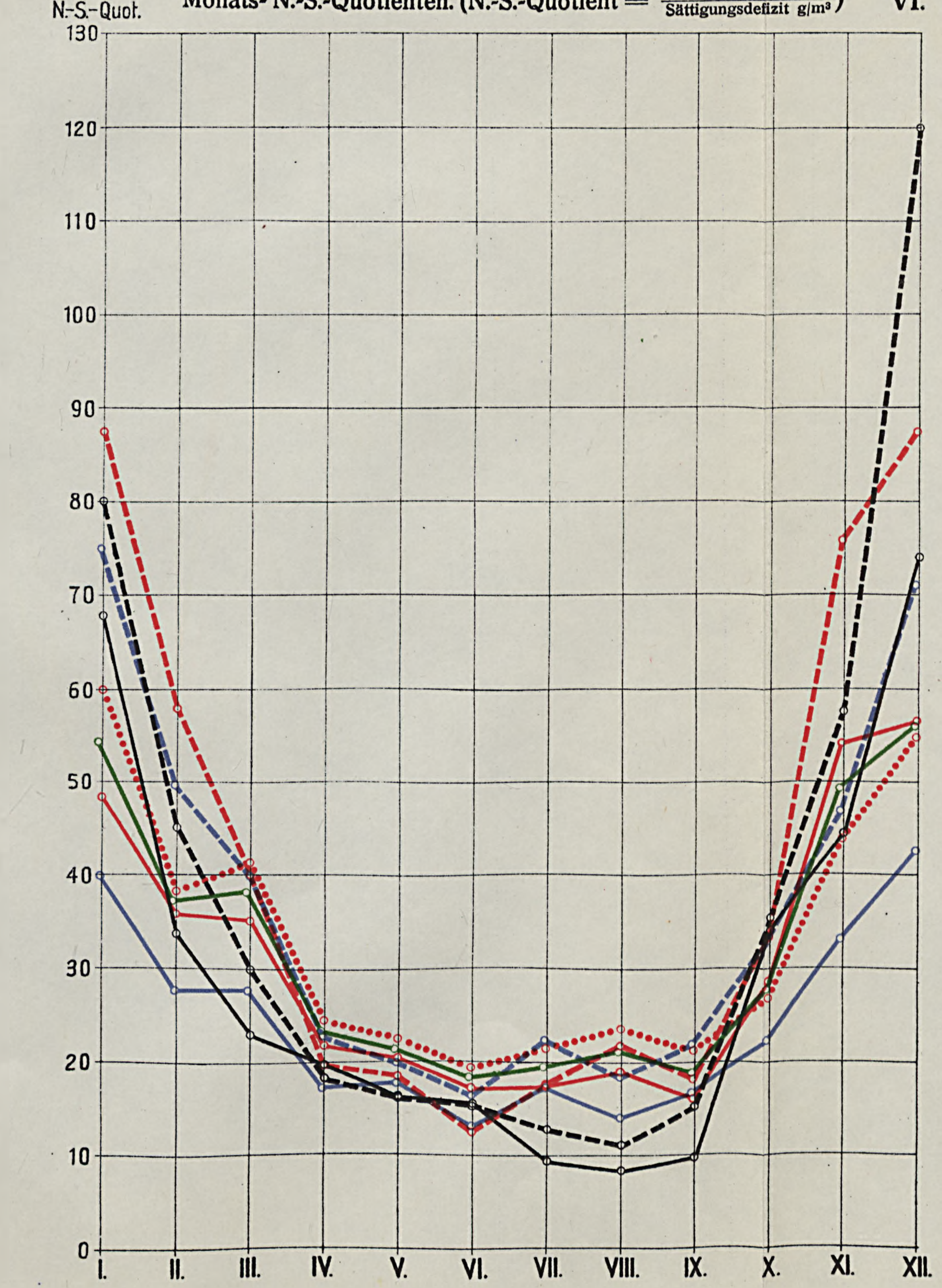
A relatív nedvességi hiány havi középértékei %.
(100% — % relatív nedvesség.)
Monatsmittel des relativen Feuchtigkeitsdefizits: %
(100% — % relative Feuchtigkeit.) IV.



A levegő vízgőzben való telítettségi hiányának havi középértékei:
g/1m³ levegő.
Monatsmittel des Sättigungsdefizites der Luft an Wasserdampf:
g/1m³ Luft. V.



Havi N.-S.-hányadosok. (N.-S.-hányados $= \frac{\text{Csapadék mm.}}{\text{Telítettségi hiány g/m}^3}$)
Monats- N.-S.-Quotienten. (N.-S.-Quotient $= \frac{\text{Niederschlag mm.}}{\text{Sättigungsdefizit g/m}^3}$) VI.



AZ ÉGHAJLATI ADATOK GRAFIKONJAI

GRAPHISCHE DARSTELLUNG DER KLIMATISCHEN DATEN

- Túrkeve.
- Pallag. (Debrecen).
- Hela.
- Neufahrwasser.
- Konitz
- Breslau-Liegnitz.
- Oppeln-Görlitz-Grünberg.
- Emden-Wilhelmshaven-Borkum.

SCHERF: A légköri- és talaj-klimatikus tényezők versenye.
Rivalität der luft- und boden-klimatischen Faktoren.

M. kir. Állami Térképészet. M. 431/930. F

2.

DER KISCELLER (KLEINZELLER) TON

VON

DR. ALADÁR VENDL

MIT 23 FIGUREN UND 1 TAFEL

Ann. Inst. Reg. Hung. Geol., XXIX. 2.

Manuscriptum conclusum . 2. VI. 1930.
Datum editionis . . . . 15. II. 1931.

Ex officina typographica „Stádium“, Budapestini.

INHALTSVERZEICHNIS.

VERZEICHNIS DER TEXTABBILDUNGEN.

EINLEITUNG.

Obwohl der stratigraphisch dem Mainzer Rupelton entsprechende mitteloligozäne Kisceller (Kleinzeller) Ton von Buda vom stratigraphisch-paläontologischen Standpunkt oft und durch zahlreiche Forscher untersucht wurde, steht eine nähere petrographische Untersuchung desselben noch immer aus. In der Literatur findet man nur einzelne, zerstreut erschienene Angaben über die petrographische Beschaffenheit dieser Ablagerung, welche vielleicht zur allgemeinen stratigraphischen Charakterisierung genügen, aber von einer petrographischen Charakterisierung weit entfernt sind.

K. Hofmann[1] schreibt über dieses Gestein: «Dieser Tegel enthält oft kleine weisse Glimmerschüppchen und Sandkörner und zeigt fast immer einen bemerkbaren Gehalt an Kalk.» Der Tegel enthält manchmal dünne Sandsteinschichten, welche durch «zahlreiche glaukonitische Körnchen eine grüne Färbung» bekommen.

J. Szabó[2] gibt im Jahre 1879 eine kurze petrographische Charakterisierung des Kisceller Tons in der folgenden Zusammenfassung: «Das Material ist ein schlammfeiner Mergel, in welchem der Ton überwiegt, aber auch Kalk und Quarz vorhanden sind. Der Tegel ist unmittelbar nicht plastisch, sondern er zerfällt zuerst in blätterige, rhomboedrische oder regellos vielseitige Stückchen; diese werden während des Winters der Einwirkung des Frostes ausgesetzt und dadurch tritt die zur Ziegelfabrikation notwendige Plastizität auf. Die Farbe ist in den unteren Lagen blau, oben gelb. Die blaue Farbe wird durch fein verteiltes Eisenbisulfid hervorgerufen, durch Oxydation bildet sich Eisenoxydhydrat.» Szabó hat im Ton die Anwesenheit von Quarz, Biotit, Kalzit, Dolomit, Magnetit, Pyrit, Kalium- und Natronfeldspaten und Gips festgestellt. Er kannte auch die dünnen Einlagerungen von «Trachyttuff».

[1] Hofmann, K.: Die geologischen Verhältnisse des Ofen-Kovácsier Gebirges. Mitteil. aus d. Jahrb. der Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. I, 1872, pag. 218.

[2] Szabó, J.: Budapest in geologischer Beziehung. (Ungarisch,) Budapest, 1879. Vergl. auch Hofmann K.—Lóczy L.: Über die Entstehung der Budaer Bitterwasserquellen, Földtani Közlöny, XXXIV, 1904, pag. 347—365.

Der Gehalt an Feldspat wird durch beide Forscher aus dem sehr spärlich und in einigen cm mächtigen Schichten an einzelnen Stellen beobachteten «Trachyttuff» abgeleitet.

H. HORUSITZKY[1] teilt im Jahre 1901 die folgende Charakterisierung mit: «Der Kleinzeller Ton ist ein wenig kalkhältiges, stark zusammenständiges Gemisch von Ton und Sand. Wo derselbe mehr als 10% kohlensauren Kalk enthält, ist dies den darin befindlichen zahlreichen Foraminiferen zuzuschreiben.» Er bemerkt, dass der Ton auch mit Sand und Sandsteinschichten wechsellagernd vorkommt. Die Sandkörner bestehen nach seiner Bestimmung hauptsächlich aus Karbonaten, Quarz, Glimmer und Magnetit. Der Sandstein enthält oft Blätterabdrücke, welche durch M. STAUB bestimmt worden sind.

HORUSITZKY hat auch die Ergebnisse seiner mechanischen Analysen veröffentlicht.

F. SCHAFARZIK[2] charakterisiert die petrographische Beschaffenheit dieser Ablagerung mit den folgenden Worten: «Gegen das Hangende wird der Mergel (Budaer Mergel) immer toniger und geht zuletzt in blauen Tegel über, in dem kohlensaurer Kalk nur mehr untergeordnet vorhanden ist. Von der Mergelgrenze weiter weg wird er sandiger und enthält stellenweise sogar Sandsteinbänke.» In einer späteren Mitteilung[3] erwähnt er, dass diese Ablagerung aus vorwiegend blaugrauen, kalktonigen, nach der Schichtung schlecht spaltenden Schichten gebildet, als pelitische Fazies weiter von den Ufern sedimentiert wurde.

Die vorliegende Abhandlung hat sich zum Ziel gesteckt, die angeführten spärlichen petrographischen Daten durch möglichst detaillierte Untersuchungen zu ergänzen. Diese Untersuchungen bestehen nicht nur in mikroskopischen Beobachtungen, sondern sie umfassen auch die mechanische und chemische Zusammensetzung des Kisceller Tons. An der Hand der Resultate werden auch genetische Fragen besprochen.

Die Arbeit besteht aus vier Kapiteln. Der erste Teil enthält die Resultate der mechanischen Analysen. Der zweite Teil gibt die detaillierte mikroskopische Untersuchung einzelner typischer Tonvorkommnisse am Fusse

[1] HORUSITZKY, H.: Die agrogeologischen Verhältnisse des III. Bezirkes (Óbuda) der Haupt- und Residenzstadt Budapest, mit besonderer Rücksicht auf die Weinkultur. Mitteil. aus d. Jahrb. der Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. XII, 1901.

[2] SCHAFARZIK, F.: Die Umgebung von Budapest und Szentendre. Erklärungen zur geol. Spezialkarte der Länder der Ungarischen Krone. Herausgegeben von der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt, Budapest, 1904, p. 39—43.

[3] SCHAFARZIK, F.: Über die neueste geologische Kartierung von Budapest und Umgebung. Math. und naturw. Berichte aus Ungarn, XXX, 1922 (erschienen in 1923), p. 68—74.

des Budaer Grundgebirges und erklärt die Umwandlungen, durch welche die Bildung des gelben Tons bedingt wird. Der dritte Teil enthält Betrachtungen bezüglich des Ursprunges und der Bildung dieser Sedimente. Zum Schluss wird die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine auf Grund neuer Analysen erörtert.

In der Ausführung der Untersuchungen wurde ich durch die Herren Assistenten Dr. T. Takáts und Dr. A. Földvári mit grossem Eifer unterstützt. Namentlich wurden die chemischen Analysen durch Herrn Takáts, die mechanischen Analysen — unter meiner Leitung — durch Herrn Földvári ausgeführt. Auch an dieser Stelle spreche ich den genannten Herren meinen besten Dank aus.

I. Die mechanische Zusammensetzung des Kisceller Tons.

Um den mineralogisch-petrographischen Aufbau, die Bildungsverhältnisse und die Herkunft des Kisceller Tons richtig beurteilen zu können, ist es unbedingt notwendig, die mechanische Zusammensetzung desselben zu kennen, wenigstens soweit, dass sich ein allgemeines Bild über die Verteilung der verschiedenen Korngrössen, besonders aber der Kolloide ergibt.

Über Korngrösse und Verteilung derselben im Kisceller Ton hat H. Horusitzky im Jahre 1901 einige Daten mitgeteilt.[1] Leider beziehen sich diese Daten nur auf den nördlichen Teil des Tongebietes und die Analysenmethode war zu jener Zeit sehr primitiv. Der Tongehalt wurde in der Weise bestimmt, dass Horusitzky den in destilliertem Wasser gekochten Kisceller Ton in 20 cm hoher destillierter Wassersäule gut aufgerührt 24 Stunden stehen liess; dann hat er die trübe Flüssigkeit abgehebert und diesen Vorgang solange wiederholt, bis das abgeheberte Wasser keine Trübung mehr enthielt. Die so erhaltenen Teilchen haben einen kleineren Durchmesser als 0·0025 mm. Diese Fraktion wurde durch Horusitzky als Ton bezeichnet.

Seine Daten sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Fundort und Bezeichnung der Probe	Tiefe in cm	Durchmesser der Körner in m/m 0—0·0025	0·0025—0·02	0·02—2	Kohlensaurer Kalk Gewichtshundertstel
		Gewichtshundertstel			
Üröm-Berg	80	14·94	47·90	37·16	—
Testvér-Berg	50	20·10	51·22	28·68	0·11
Arany-Berg	60	23·72	58·20	18·08	31·03
Üröm-Berg	600	9·34	44·06	46·60	12·91
Üröm-Berg, nordöstliche Lehne	80	19·90	53·20	26·90	13·70
Testvér-Berg	60	2·80	43·36	53·84	17·01
Üröm-Berg, nördliche Lehne.	70	13·74	34·44	51·82	22·04

In meinen Analysen wurde die heute fast überall angenommene Korngrösse von 0·002 mm Durchmesser als obere Grenze der Kolloide festgehalten.

[1] Horusitzky, H.: A. a. O., pag. 339—367.

Trotz zahlreicher gründlicher Untersuchungen ist es auch heute noch nicht endgültig entschieden, nach welcher Methode die Proben für die Schlämmanalysen vorbereitet werden sollen. Meines Erachtens sollte die Bodenprobe unter den gleichen Umständen untersucht werden, welche in der natürlichen Lagerstätte derselben vorhanden sind. Ein Zusatz von Säuren und Laugen beeinflusst nicht nur die Dispersität der Proben, sondern kann auch chemische Umwandlungen herbeiführen. (Einwirkung der Säure auf Karbonate usw.) Ich habe vorgezogen, die Vorbereitung auf eine Behandlung mit destilliertem Wasser zu beschränken.

Die Vorbereitung der Tonproben zur Schlämmzerlegung erfolgte in folgender Weise: Die Probe wurde in einem Porzellanschälchen mit destilliertem Wasser übergossen und einige Stunden stehen gelassen (meistens über eine Nacht). Der entstandene Brei wurde mit dem blossen Finger je nach Erfordernis mehrere Minuten lang vorsichtig verrieben, bis alle Klümpchen zerteilt wurden. Die in dieser Weise zerlegte Probe wurde noch eine Stunde stehen gelassen und erst dann der Schlämmung unterzogen.

Die Tone enthalten im Durchschnitt ziemlich viel Kalziumkarbonat. Eine Behandlung der Proben mit Salzsäure vor der mechanischen Analyse, um die Karbonate zu lösen — wie es oft bei der mechanischen Analyse von Bodenproben ausgeführt wird — konnte hier nicht vorgenommen werden und zwar aus folgenden Gründen: wie aus der mikroskopischen Untersuchung im nächsten Kapitel hervorgeht, besteht ein ziemlich grosser Teil der für das Mikroskop noch zugänglichen kleinsten Teilchen aus Kalzit. Infolge der geringen Löslichkeit des Kalziumkarbonats in destilliertem Wasser wird zwar während der Schlämmungprozesse etwas Kalzit in Lösung gehen, der dadurch bedingte Fehler ist aber jedenfalls viel kleiner, als derjenige, der durch eine Auflösung von 10—15 % der Komponenten herbeigeführt würde.

Die Analysen wurden in einer kombinierten Weise ausgeführt: Die Verteilung der gröberen Teilchen wurde im Apparat von Wiegner festgestellt; die Menge des Rohtons ist mittels des Apparates von Atterberg bestimmt worden, mit einer Absatzzeit von acht Stunden für 10 cm Fallhöhe.

Für die Bestimmung der gröberen Teilchen im Wiegner'schen Apparat wurden die Proben in einer Menge von durchschnittlich 60 gr verwendet; die Fallhöhen schwankten zwischen 71·41 und 79·51 cm bei den verschiedenen Versuchen. Die Verteilungslinie wurde nicht photographisch, sondern mittels gleichzeitiger Ablesungen durch zwei Personen festgestellt. Wie erwähnt, wurden die mechanischen Analysen unter meiner Leitung durch Herrn Assistenten Dr. A. Földvári ausgeführt. Bei den

ersten rasch nacheinander folgenden Ablesungen im WIEGNER'schen Apparat war ihm Herr Assistent Dr. T. TAKÁTS behilflich.

Die Auswertung der Messungen erfolgte auf graphischem Wege. Zuerst sind aus den Werten der Ablesungen in sehr grossem Massstab die Verteilungskurven konstruiert worden. Zur Berechnung der Fallzeiten aus der Gleichung nach STOKES wurde das spezifische Gewicht der Tonproben mit dem Wert von 2·70 berücksichtigt. Dieser Wert steht den tatsächlichen Verhältnissen sehr nahe. Dadurch hat die Formel nach STOKES die folgende Gestalt erhalten: $v = 37060 . r^2$. Zur Bestimmung der einzelnen Fraktionen aus der Fallkurve wurde das graphische Verfahren von SVEN ODÉN [1] verwendet.

Die Verteilungskurven sind in den Figuren 1—6 stark (8·8-fach)

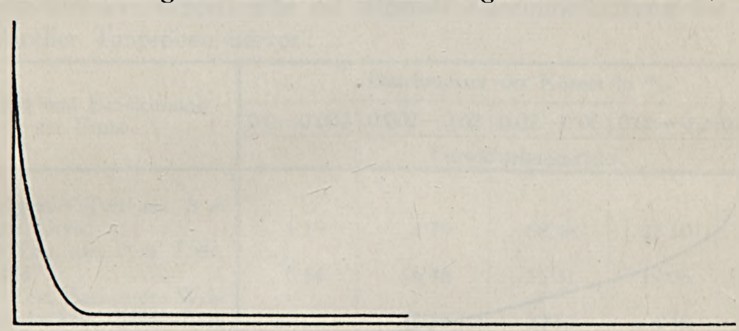


Abbildung 1. Blauer Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd.

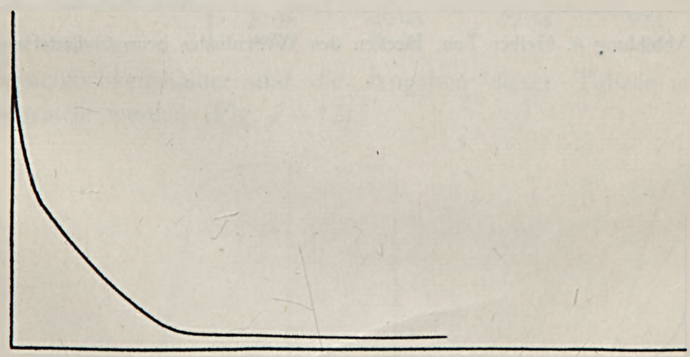


Abbildung 2. Gelber Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd.

[1] ODÉN, S.: Methods to determine the size-distribution of soil-particles. Actes de la IV. conférence internationale de Pédologie, Vol. II, p. 52—78.

ODÉN, S.: Kolloid-Zeitschrift, XVIII, 1916, p. 33—48.

GESSNER, H.: Der WIEGNER'sche Schlämmapparat und seine praktische Anwendung. Kolloid-Zeitschrift, XXXVIII, 1926, p. 115—123.

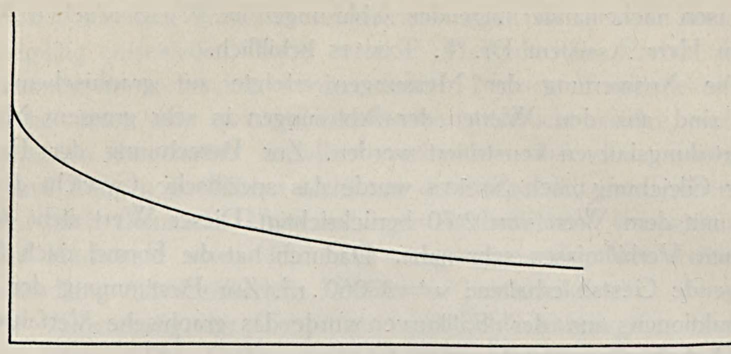


Abbildung 3. Blauer Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

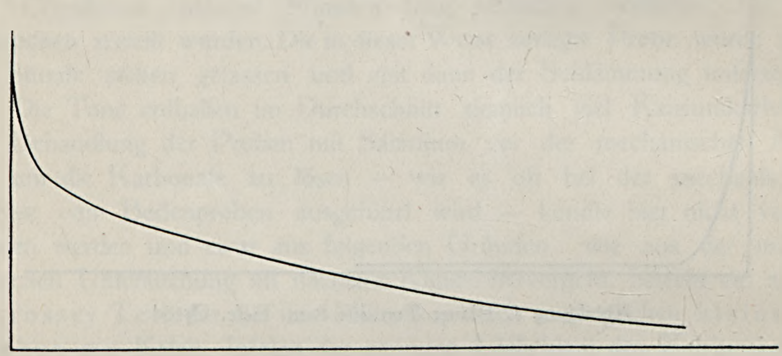


Abbildung 4. Gelber Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

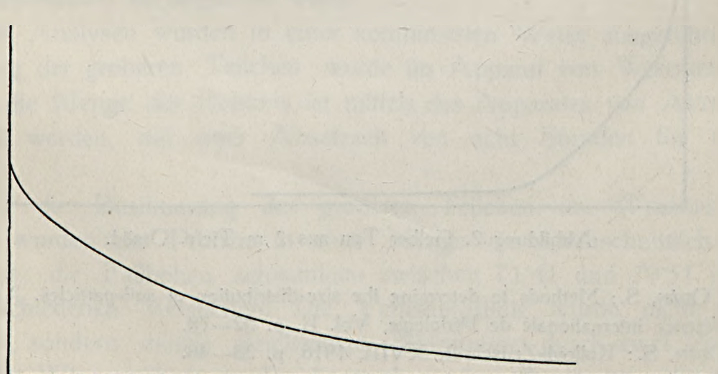


Abbildung 5. Blauer Ton, BOHN'sche Tongrube.

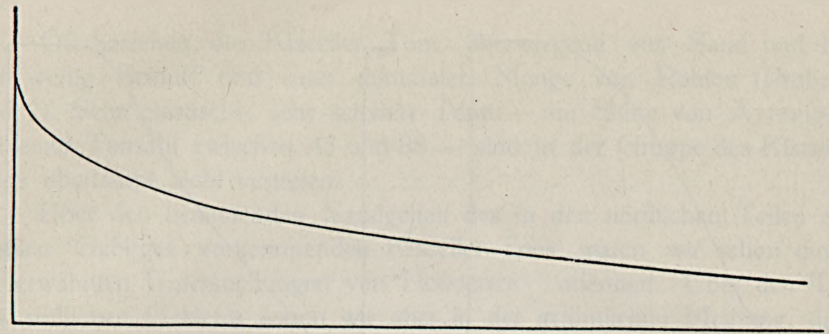
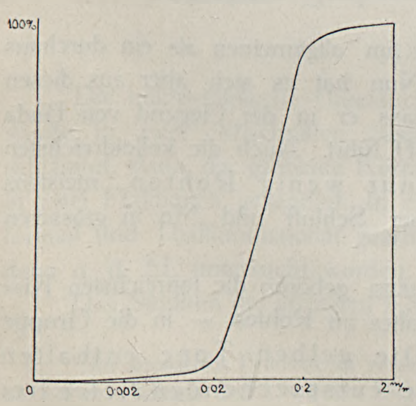


Abbildung 6. Blauer Ton, Szépvölgy.

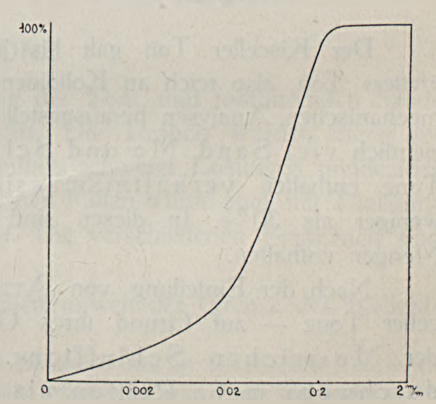
verkleinert dargestellt. Aus den Daten der beiden Bestimmungen nach Wiegner und Atterberg geht die folgende Zusammensetzung der einzelnen Kisceller Tonproben hervor:

Fundort und Bezeichnung der Probe	Durchmesser der Körner in m/m				
	0·0—0·002	0·002—0·02	0.02—0·06	0·06—0·2	0·2—2·0
	Gewichtshundertstel				
Bläulichgrauer Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd	1·19	2·79	68·48	22·10	5·43
Gelber Ton, aus 2 m Tiefe, Örsöd . . , ...	8·54	16·46	55·31	19·06	0·62
Blauer Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg	27·71	47·33	20·15	4·48	0·37
Gelber Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg	31·12	29·20	23·87	15·16	0·65
Blauer Ton, Bohn'sche Tongrube	20·56	49·93	22·54	5·74	1·23
Blauer Ton, Szépvölgy . .	19·92	52.64	. 0	5·84	0·73

Übersichtlichkeitshalber sind die Angaben dieser Tabelle auch graphisch dargestellt worden (Fig. 7—12).



Abbild. 7. Blauer Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd.



Abbild. 8. Gelber Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd.

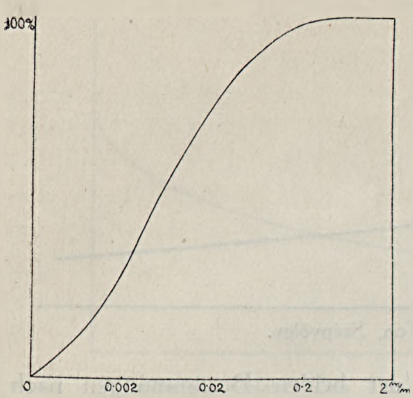


Abbildung 9. Blauer Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

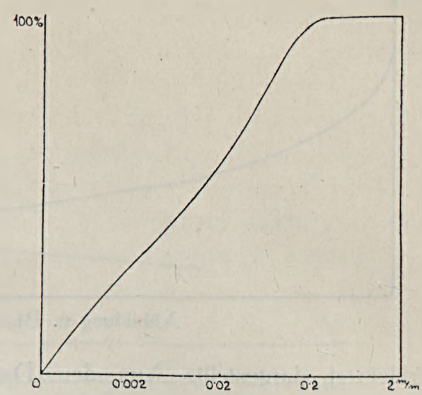


Abbildung 10. Gelber Ton, Becken des Wel'enbades beim Gellért-Berg.

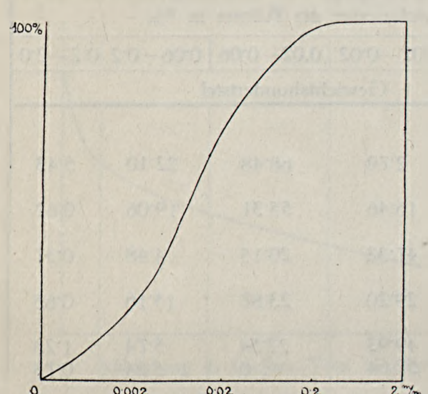


Abbildung 11. Blauer Ton, BOHN'sche Tongrube.

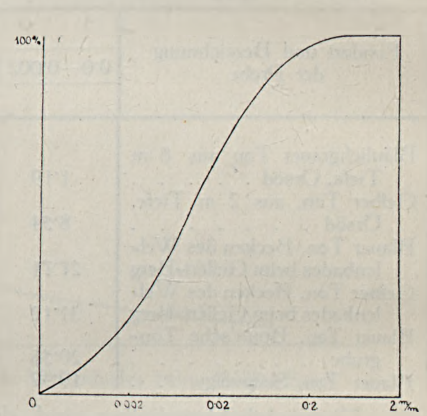


Abbildung 12. Blauer Ton, Szépvölgy.

Der Kisceller Ton galt bis jetzt im allgemeinen als ein durchaus «fetter» Ton, also reich an Kolloiden. Nun hat es sich aber aus diesen mechanischen Analysen herausgestellt, dass er in der Gegend von Buda ziemlich viel Sand, Mo und Schluff führt. Auch die kolloidreichsten Tone enthalten verhältnismässig nur wenig Rohton, meistens weniger als 30%. In diesen sind aber Schluff und Mo in grösseren Mengen enthalten.

Nach der Einteilung von ATTERBERG gehören die tonreichsten Kisceller Tone — auf Grund ihres Gehaltes an Rohton — in die Gruppe der Mo-reichen Schlufftone. Die gelben Tone enthalten durchwegs mehr Rohton als die entsprechenden tiefer liegenden blauen Tone.

Oft bestehen die Kisceller Tone überwiegend aus Sand und Mo mit wenig Schluff und einer minimalen Menge von Rohton (Probe 1 und 2). Sehr plastische, sehr schwere Tone — im Sinne von Atterberg mit einer Tonzahl zwischen 45 und 88 — sind in der Gruppe des Kisceller Tons überhaupt nicht vertreten.

Über den bedeutenden Sandgehalt des in den nördlichen Teilen des Budaer Gebirges vorkommenden Kisceller Tons waren wir schon durch die erwähnten Untersuchungen von Horusitzky orientiert. Über den Ton des südlichen Gebietes waren wir aber in der irrtümlichen Meinung, dass derselbe bedeutend mehr Rohton enthält. Auf Grund unserer mechanischen Analysen scheint überhaupt kein grosser Unterschied vorhanden zu sein: überall enthält der Kisceller Ton verhältnismässig nur wenig Rohton, auch dort, wo er scheinbar ziemlich fett entwickelt ist (Szépvölgy).

Aus der mechanischen Zusammensetzung der verschiedenen Kisceller Tone kann der folgende Schluss gezogen werden: Der Kisceller Ton an der Budaer Seite hat sich aus einem seichten Wasser abgelagert, dessen Tiefe kaum 100 m überschritten haben dürfte. Höchstens an einzelnen Stellen von sehr geringer Ausdehnung dürfte eine etwas grössere Tiefe vorhanden gewesen sein.[1] Diese Tonablagerung muss daher als eine litorale Bildung aufgefasst werden, welche ziemlich viel Sand, Mo und Schluff, aber verhältnismässig wenig Ton enthält.

II. Petrographische Beschreibung.

A) TONE.

Die mikroskopische Untersuchung der Tone und tonführenden Sande wurde in zwei Abschnitten ausgeführt. Die Proben wurden zuerst geschlämmt, dann die gröberen Körner mittels schwerer Lösungen mindestens in zwei Fraktionen gesondert. In einzelnen Fällen wurde auch mit Thalliumformiat und Thalliummalonat gearbeitet. Die verschiedenen Fraktionen sind dann u. d. M. untersucht worden.

Das Studium der kleinsten Körnchen unweit der Grenze des Kolloid-

[1] Im artesischen Brunnen im Városliget (Stadtwäldchen) ist der Kisceller Ton durch ein 325 m mächtiges Lager vertreten. Diese starke Mächtigkeit wird durch die Senkung des Meeresbodens während der Sedimentation des Tons erklärt.

zustandes wurde in den abgeschlämmten Fraktionen ausgeführt. Bezüglich der Einzelheiten verweise ich auf meine älteren Arbeiten.[1]

Durch diese Untersuchungen sollten die in grösseren Mengen vorhandenen Mineralien gekennzeichnet werden. Von einer besonderen Jagd nach Seltenheiten wurde dabei Abstand genommen.

1. Südlicher Teil von Buda.

a) TONE VON ÖRSÖD.

Die Firma A. SAXLEHNER hat mir das vollständige Profil einer Bohrung für meine Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Diese Bohrung (Nr. IV—1914) wurde in den Anlagen der Bitterwasserquellen auf der Ebene von ÖRSÖD bis auf eine Tiefe von 8 m niedergeteuft. Der im Bohrloch aufgeschlossene Ton ist sehr sandig (vergl. die mechanischen Analysen No 1 und 2); seine Farbe ist von oben bis 5 m Tiefe gelb, in der Tiefe von 7 bis 8 m bläulichgrau; zwischen 3 und 5 m enthält der gelbe Ton graue Flecke und im oberen Teile des grauen Tons sind noch gelbe Flecke vorhanden.

Die Farben des Bohrprofils stimmen mit den älteren Angaben dieses Gebietes überein.[2]

Einer eingehenderen Untersuchung wurden der bläulichgraue Ton aus 8 m Tiefe und der gelbe Ton aus 2 m Tiefe unterzogen. Auf Grund der mechanischen Analysen sind diese Gesteine keine Tone, sondern Moschluffe.

α) **Bläulichgrauer Ton aus 8 m Tiefe.** Der überwiegende Teil des Tons besteht aus *Quarz*körnern. Die meisten Quarzkörner sind vollkommen farblos, wasserklar. Diese farblosen Körner enthalten oft Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen. Selten lassen sich winzig kleine *Chlorit*schüppchen als Einschlüsse beobachten. Sehr viele Quarzkörner enthalten schwarze, äusserst kleine, ungefähr isometrische Einschlüsse, deren

[1] VENDL, A.: Über den Sand der Csepel-Insel. Földtani Közlöny, XLIII, 1913, p. 375—389.

VENDL, A.: Mineralogische Untersuchung der von DR. AURÉL STEIN in Zentralasien gesammelten Sand- und Bodenproben. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt, XXI, 1912, p. 1—37.

VENDL, A.: Über die Sande in der Umgebung von Konia. Math. und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn, XXXIV, 1926—27, p. 74—90.

VENDL, A.: Über die Sande der Gegenden des Tarim-Beckens. Földtani Közlöny, XLI, 1911, p. 361—372.

[2] SCHAFARZIK, F.—VENDL, A.: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Budapest, (ungarisch), p. 144. Budapest, 1929.

Konturen regellos verlaufen. Gefärbte Quarze, besonders gelbe, rosafarbene, gelblichbraune, oder rote sind auch vorhanden. Von den rosafarbenen und roten Körnern sind einige dilut gefärbt, andere enthalten Hämatitschüppchen. Oft sind die Quarzkörner durch schwarze Pigmentkörnchen dunkel gefärbt und mehr oder weniger trüb, bis fast undurchsichtig. Einige Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung.

Die Quarzkörner sind im allgemeinen eckig; mehr oder minder abgerundete Körner sind seltener. Aus dieser Beobachtung geht hervor, dass nur wenige Körner durch Windwirkung abgeschliffen wurden; der weitaus grössere Teil wurde durch fliessende Gewässer allein in das Meer transportiert.

Der *Muskovit* ist sehr allgemein verbreitet und zwar in vollkommen frischen Lamellen, die ihres starken Glanzes wegen sehr leicht zu erkennen sind. Der Wert des Achsenwinkels $2E$ scheint etwas zu schwanken u. zw. zwischen 65° und 70°. Als Einschlüsse im Muskovit kommen kleine *Magnetit*körnchen vor.[1]

Biotit kommt auch ziemlich häufig vor. Alle besitzen einen sehr kleinen Achsenwinkel, fast 0°. Ihr Pleochroismus ist verschieden und in dieser Beziehung sind drei Varietäten zu unterscheiden: 1. $\gamma =$ braun, $\alpha' =$ hellgelb; 2. $\gamma =$ dunkelrotbraun, $\alpha' =$ sehr blassgelb; 3. $\gamma =$ bräunlichgrün, $\alpha' =$ blassgelb mit sehr schwachem Stich ins Grüne. Schwarze, opake Interpositionen (Erze) sind sehr verbreitet. In einem Biotitblättchen wurde ein kleines Zirkonkriställchen beobachtet, von einem schmalen pleochroitischen Hof umgeben. Ein Biotitblättchen war an die Oberfläche eines Magnetitkörnchens gewachsen, also noch in demselben Zustand, wie im ursprünglichen Gestein.

Die *Chlorit*blättchen enthalten oft kleine Magnetitkörnchen als Einschlüsse. Ihr Pleochroismus ist folgender: $\gamma =$ grün, $\alpha' =$ sehr hellgrün, mit starkem Stich in die gelbe Farbe.

Der *Plagioklas* scheint ein sehr verbreiteter Gemengteil zu sein. Seine Körner sind meistens eckig, seltener etwas abgerundet. Sie bilden Zwillinge nach dem Albitgesetz. Zwillinge nach den Periklin- und Albit + Karlsbader-Gesetzen sind selten. Bei der Trennung durch schwere Flüssigkeit wird ein Teil der Plagioklase in der Fraktion mit einem spezifischen Gewicht unter jenem des Quarzes konzentriert, der grösste Teil fällt aber in die Fraktion mit einem spezifischen Gewicht über jenem des Quarzes hinüber.

Die Albitzwillingslamellen sind zumeist schmal, seltener etwas breiter. Auf Grund der Brechungsexponenten und der Auslösungsschiefen gehören

[1] Die Reihenfolge der einzelnen Minerale wurde derart zusammengestellt, dass die in grösster Menge vorhandenen zuerst kommen; hierauf folgen die übrigen, soweit es sich beurteilen liess, nach abnehmender Menge.

die Plagioklase in die Reihe Oligoklas—Andesin, manchmal erreichen sie die Basizität der Labradore.

Mikroklin kommt in ziemlich grosser Menge vor und die Körner desselben sind oft auffallend abgerundet. Durch die charakteristische Gitterstruktur kann man sie sehr leicht identifizieren. Die Auslöschung auf (001) beträgt im Durchschnitt 16° (Abbildung 13).[1]



Abbildung 13. Plagioklas und Mikroklin im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 160, Nicols gekr.)

Der spärliche *Orthoklas* kommt in eckigen, scharfen, meistens nach (001) etwas abgeplatteten Körnern vor.

Kalzit kommt teils in der Gestalt von dichtem Kalkstein, teils in durchsichtigen, farblosen Körnern von rhomboedrischem Habitus vor. Selten zeigen die Kalzitkörnchen eine Zwillingslamellierung.

Die *Dolomit*körner stammen aus dichten Dolomiten; sie sind oft ziemlich stark eckig. Selten sind auch einige farblose, durchsichtige Rhomboeder zu beobachten. Diese letzteren scheinen, nach ihrer starken Magnesiumreaktion zu schliessen, neben dem Kalzium auch ziemlich viel Magnesium zu enthalten. Sie bestehen entweder aus Dolomit, oder — da einige sich schon in kalter Salzsäure ziemlich leicht lösen, — aus Magnesium-haltigem Kalzit. Zur Feststellung des Magnesiums wurde die Struvitreaktion angewandt.

Die Anwesenheit der Karbonate lässt sich aus den Gesteinen des Budaer Gebirges (Kalkstein, Dolomit, Mergel) leicht erklären.

Die häufigen *Gips*körnchen sind nach (010) tafelig ausgebildet. Manchmal beobachtet man mehr oder weniger korrodierte Kristalle mit den Formen: {010}, {110}, {111}. Einige Kristalle sind nach der Achse *a* etwas gestreckt. Auch rosettenförmige Kristallgruppen sind oft beobachtet worden. Die Kristalle und Kristallgruppen erreichen manchmal Grössen von mehreren cm.

Die *Amphibole* kommen meistens in nach der Hauptachse länglichen, prismatischen Körnchen vor, an welchen oft ganz frische Spaltflächen glänzen. Die beiden Enden in der Richtung der Hauptachse sind manchmal eckig, oft etwas abgerundet. Die meisten Amphibole lassen sich in zwei Varietätengruppen einteilen: 1. *Grüne Amphibole* mit dem folgenden Pleochroismus: γ = dunkel bläulichgrün, α' = hellgrün; die Auslöschung an den Spaltflächen nach (110) beträgt im Mittel $\gamma' : c = 15{\cdot}5$.

[1] Die Zeichnungen sind nach in Benzol eingebetteten Körnchen angefertigt worden

(Mittel von 36 Messungen, ausgeführt an 20 Körnchen.) 2. *Braune Amphibole* mit folgenden optischen Eigenschaften: γ = dunkel grünlichbraun, α' = hell gelblichbraun, $\gamma' : c = 13·5°$. (Mittel von 25 Messungen an 15 Körnchen.)

Sehr selten kann man einen Amphibol mit folgendem Pleochroismus beobachten: γ = rotbraun, α' = dottergelb mit einem Stich ins Braune; $\gamma' : c = 10—12°$. Diese Amphibole erinnern lebhaft an die Amphibole mancher Effusivgesteine. Die ersteren, besonders die grünen, sind sowohl in Tiefengesteinen, als in effusiven zu finden; die grünen sind auch in kristallinen Schiefern allgemein verbreitet.

Einige der grünen Amphibole besitzen etwas limonitisierte Oberflächen, trotzdem lässt sich aber die Spaltbarkeit immer gut beobachten.

Der *Magnetit* ist ein häufiger Gemengteil. Seine Körner sind mehr oder minder isometrisch. Manchmal sind die Spuren der Oktaederflächen, oder vielleicht noch häufiger die Rhombendodekaederflächen zu erkennen. Die Dimensionen der Körner schwanken vorwiegend zwischen 0.03—0.085 mm; einige sind viel grösser, bis 0.17 mm. Die Oberfläche der Körner scheint immer frisch und glänzend zu sein, obwohl Unebenheiten fast immer auftreten. Einige Körner sind eigentlich scharfe Splitter ursprünglicher Kristalle.

Pyrit tritt in ziemlich grosser Menge auf. Seine Körner besitzen meistens lebhaft gelben Metallglanz. Die meisten Körner sind xenomorph, von regelloser Form und die Konturen sind meistens unregelmässig lappig. Einige Körner, besonders die kleinsten, zeigen automorphe Ausbildung von pentagondodekaedrischem Habitus. Diese idiomorphen Körner bestehen aus einem einzigen Kristall. Die Oberfläche mancher Körner hat sich mehr oder weniger in *Limonit* umgewandelt.

Auch der *Granat* kommt in ziemlich grosser Anzahl vor. Die meisten Körner sind scharfe Splitter, einige sind jedoch sehr stark abgerundet. Die Körner gehören zweien Varietäten an: 1. rosafarbene, mit starkem braunem Stich; 2. hellrosafarbene Körner. Die letzteren sind stärker abgerundet, als die bräunlichen und sie erinnern stark an *Almandin*. Besonders unter den kleinsten hellrosafarbenen Körnchen findet man viele stark abgerundete Formen.

Beide Varietäten zeigen vollkommene Isotropie. Als Einschlüsse enthalten sie oft *Magnetit*körnchen. In einem hellrosafarbenen Körnchen wurde *Rutil* als Einschluss beobachtet.

Die *Zirkon*körnchen bilden entweder scharf idiomorphe, nur etwas abgenutzte Kriställchen, die oft schartig sind, oder aber mehr—weniger stark abgerundete Körnchen (Abb. 14). Oft sind nur die terminalen Flächen

abgerundet, während die Prismenzone ziemlich gut erhalten blieb. Die Kriställchen besitzen meistens einen kurz gedrungenen, prismatischen Habitus, seltener sind sie in der Richtung der Hauptachse ziemlich lang und dabei dünn, also nadelförmig. In der Prismenzone kann man die Formen {110} und {100} sehr oft erkennen und an den beiden Polen sind manchmal die Formen {311} und {111} unter dem Mikroskop nachweisbar.



Abbildung 14. Körner von Zirkon im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 360.)

Die Dimensionen der Zirkone schwanken überwiegend zwischen den folgenden Werten: Dicke = 0·01—0·05 mm, Länge = 0·034—0·23 mm. Die dünnen, nadelförmigen Kristalle sind meistens 0·01—0·025 mm dick und 0·15—0·23 mm lang.

Die Zirkone sind teils vollkommen farblos, teils rosafarben. Sie enthalten die für den Zirkon charakteristischen gewöhnlichen Einschlüsse. Selten kann man die Spuren einer schaligen Struktur beobachten. Einige Zirkone sind an die Oberfläche von Magnetitkörnchen gewachsen.

Der *Rutil* (Abb. 15) scheint eine mehr untergeordnete Rolle zu spielen. Seine nach der Hauptachse länglichen Körnchen zeigen meistens

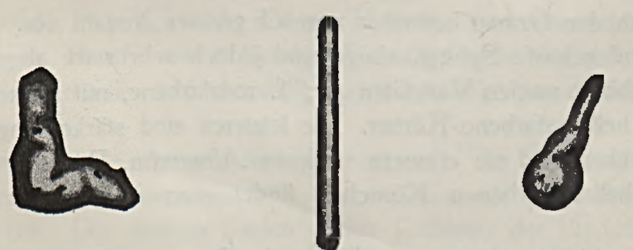


Abbildung 15. Rutile im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 280.)

eine gut erhaltene Prismenzone; dagegen wurden die terminalen Flächen stark abgeschliffen. Manchmal sind die Körnchen sehr stark abgerundet und von ellipsoidaler Form. Oft kann man an den Körnchen frische,

muschelige Bruchflächen beobachten. Seltener bildet das ganze Körnchen einen einzigen scharfen Splitter. Mitunter erscheint der Rutil in Zwillingen nach (101).

Nach der Farbe lassen sich die Rutilkörner in zwei Varietäten einreihen: 1. dunkle Rutile mit folgendem Pleochroismus: ω = gelb, ε = dunkel gelblichbraun, 2. etwas hellere Rutile: ω = sehr blassgelb, ε = harzgelb.

Als Einschlüsse wurden Magnetitkörnchen beobachtet. Selten kommt das Rutilkorn an Magnetit gewachsen vor.

Der spärliche *Limonit* tritt in rötlichbraunen Knollen auf, mit rauher, unebener Oberfläche und mehr oder weniger kugeliger Gestalt.

Die *Turmalin*körnchen sind im allgemeinen von prismatischem Habitus, aber die terminalen Teile sind sehr oft stark abgerundet. Manchmal können auch die Spuren der terminalen Flächen beobachtet werden; seltener kann auch eine Hemimorphie entziffert werden (Abb. 16). Manche Körnchen sind regellos abgebrochene, scharfe Splitter.

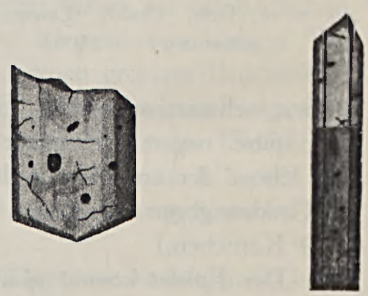


Abbildung 16. Turmaline im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 180.)

Die Turmaline representieren mehrere Varietäten. 1. Die meisten Turmaline sind von dunkler Farbe, mit folgendem Pleochroismus: ω = sehr dunkel kaffeebraun, ε = blass teegelb. 2. Einige Turmaline sind hell gefärbt, mit folgendem Pleochroismus: ω = graulichblau, ε = farblos, vielleicht mit schwach gelblichem Stich. 3. Manche Kriställchen bestehen in der Richtung der Hauptachse aus zwei chemisch verschiedenen Teilen; dieser Unterschied kommt besonders in den verschiedenen pleochroitischen Farben zum Ausdruck. Die grössere Hälfte der Kriställchen zeigt folgenden Pleochroismus: ω = graulichblau, ε = farblos, vielleicht mit schwach gelblichem Stich und die kleinere Hälfte zeigt: ω = hell bräunlichblau, ε = farblos.

Als Einschlüsse wurden Magnetit und Flüssigkeiten beobachtet; die letzteren enthalten manchmal auch bewegliche Libellen.

Der *Disthen* ist kein seltener Gemengteil. Seine Körner sind meistens in der Richtung der Hauptachse gestreckt, seltener beinahe isometrisch. Die Körnchen sind im allgemeinen viereckig, manchmal aber verlaufen einzelne Teile der Konturen unregelmässig: zackig abgebrochen oder sich etwas ausfasernd. Der Habitus der Körnchen ist immer tafelig nach (100). Die länglichen Täfelchen liegen fast immer mit dem ersten Pinakoid auf dem Objektträger. Die Spaltbarkeit nach (010) ist immer sehr prägnant, in kur-

zen Rissen und auch die der Spaltung nach (001) entsprechenden Risse sind scharf. Diese letzteren verschmälern sich oft und liegen in Gruppen zusammen, etwas ausgefasert, dagegen fehlen sie in anderen Teilen der Körnchen (Abb. 17).

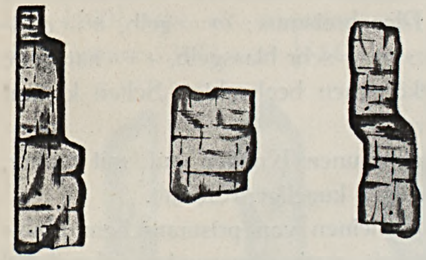


Abbildung 17. Disthene im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 106.)

Die Disthenkörnchen sind manchmal durch sehr starke Biegungen gekennzeichnet, wohl infolge der bekannten Gleitungen. Die Grösse der Körnchen schwankt zwischen weiten Grenzen: die kleinsten zeigen Dimensionen von einigen 0·001 mm, die grössten erreichen eine Länge von ungefähr 0·30 mm.

Der Disthen ist immer vollkommen farblos, aber ab und zu mit winzig kleinen, schwarzen, opaken Einschlüssen (wahrscheinlich Kohlenpigment). Die spitze negative Bisektrix steht fast vollkommen senkrecht auf (100). Die Ebene der optischen Achsen bildet einen Winkel von durchschnittlich 30 Graden gegen die Kante (100):(010). (Mittelwert von 17 Messungen an 9 Körnchen.)

Der *Epidot* kommt spärlich in gedrungen prismatischen, an beiden Enden abgerundeten Körnchen vor, welche einen ziemlich starken Pleochroismus aufweisen: α = sehr blassgelb (fast farblos), β = gelblichgrün, γ = zeisiggrün.

Der *Staurolith* wird nur durch wenige Körnchen vertreten. Dieselben sind meistens scharfe Splitter, mit frischen Bruchflächen, seltener etwas abgerundet. In diesem letzten Falle sind die Körner nach *c* etwas länglich. Der Pleochroismus ist sehr deutlich: γ = lebhaft dotter-, α' = sehr blassgelb, (weisslichgelb). Sie führen oft Magnetitkörnchen als Einschlüsse.

Der spärliche *Augit* kommt meistens in etwas länglichen, aber stark abgerundeten, grünen Körnchen vor. Die Auslöschung — gemessen zur Längsrichtung — steigt bis 40—50°. Sie führen manchmal Einschlüsse von schwarzen, opaken Erzkörnchen.

Apatit wird in farblosen, mehr oder weniger abgerundeten, länglichen oder kugeligen Körnchen beobachtet. Auch kleine abgebrochene Splitterchen kommen vor. Die Körnchen zeigen manchmal unregelmässige Querrisse infolge einer Querabsonderung. In einigen Körnchen sind schwarze Magnetiteinschlüsse beobachtet worden. Mikrochemisch lassen sie sich sehr leicht in salpetersaurer Lösung durch die Ammonium-Molybdophosphat-Reaktion nachweisen.

Zwei sehr kleine, stark abgerundete Körnchen von hohem Brechungsvermögen und sehr schwacher Doppelbrechung zeigten die folgenden Pleochroitischen Farben: hellblau und dunkelviolettblau. Die genaue Bestimmung derselben ist der kleinen Dimensionen zufolge nicht gelungen. Ich vermute aber in ihnen eine Korundvarietät.

Verschiedene *Foraminiferen* sind in einigen Exemplaren vorhanden; sie enthalten manchmal mehr oder weniger *Pyrit*.

Dieses Gestein wird besonders dadurch charakterisiert, dass der grösste Teil der Pyrite vollkommen frisch ist, ferner durch den sehr geringen Gehalt an Limonit. Auch der Umstand muss betont werden, dass die Biotitblättchen frisch, ohne auffallende Bleichung erhalten sind.

β) **Gelber Ton aus 2 m Tiefe.** Nach den Daten der mechanischen Analyse enthält auch dieser Ton nur minimale Mengen von Rohton. Die wichtigsten Bestandteile sind Schluff und Mo. Auch grössere Bruchstücke von mergeligem Kalkstein und Mergel sind im Ton vorhanden. Einige derselben erreichen Grössen bis zu einem Durchmesser von 1·5 cm. Die Menge der Körner, deren Durchmesser 2 mm übersteigt, wurde durch Sieben mit 0·80% bestimmt. (Zur mechanischen Analyse wurde der von diesen befreite Anteil verwendet.)

Der weit überwiegend grösste Teil der Körnchen besteht aus *Quarz* von verschiedener Beschaffenheit. Seine Körner sind ziemlich scharf eckig. Nur ab und zu findet man wenige, etwas stärker abgerundete Quarzkörner. Die meisten sind wasserklar, durchsichtig; sie enthalten manchmal Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle. Viele Quarzindividuen sind infolge zahlreicher schwarzen, opaken Einschlüsse trüb, oder grau. Einige Quarze führen sehr kleine Einschlüsse von Chlorit, andere sind durch Hämatitschüppchen rot gefärbt. Auch einige rosafarbene Körnchen sind zu beobachten; die Färbung derselben wird durch einen diluten Farbstoff herbeigeführt. Gelbe und bräunlichgelbe Quarzkörner sind auch vorhanden.

Die *Mikroklin*körner sind frisch und gegittert. Die Auslöschung auf der Fläche (001) beträgt im Mittel 16·5°. Als Interpositionen lassen sich manchmal kleine Magnetitkörnchen beobachten.

Der *Plagioklas* scheint etwas mehr untergeordnet vorhanden zu sein, als in dem tiefer liegenden Ton. Einzelne Körner zeigen an der Oberfläche die Spuren einer stärkeren Ätzung, die sich in der Rauheit der Oberfläche offenbart. Optisch verhalten sich die Plagioklase genau so, wie im vorigen Ton.

Der *Orthoklas* scheint auch hier eine geringere Rolle zu spielen.

Sehr verbreitet ist der *Gips*. Seine Körnchen sind meistens nach (010) abgeplattet und nach (111) abgebrochen. Die dünnen Blättchen sind

meistens Spaltblättchen nach (010). Nicht selten sind auch kleine Kristalle zu beobachten, die, überwiegend tafelig nach (010) ausgebildet, aus den folgenden Formen bestehen: {010}, {110} und {111}. Auch Rosetten, aus mehreren Kristallen gebildet, kommen häufig vor. Die einzelnen Kristalle der Rosetten sind meistens nach der *a*-Achse länglich ausgebildet und infolge einer schwachen Krümmung der vorherrschenden Form {111} etwas linsenförmig. Die einzelnen Kristalle erreichen Grössen bis 4 cm, die Rosetten bis 5—8 cm im Durchmesser.

Der Gips kommt in diesem gelben Ton viel häufiger vor, als in der oben beschriebenen blauen Tonprobe aus der Tiefe von 8 m.

Der *Amphibol* kommt in nach der Hauptachse etwas länglichen Körnern vor. Die Spaltflächen sind teils frisch, teils mit etwas Limonit überzogen. Die Amphibole gehören zweien Varietäten an: 1. *grüner Amphibol* von denselben optischen Eigenschaften, wie im blauen Gestein und 2. ein *grünlichbrauner* Amphibol, nach seinen optischen Eigenschaften mit der grünlichbraunen Varietät der vorigen Probe übereinstimmend.

Einige Amphibolkörnchen scheinen eine tiefe Umwandlung erlitten zu haben. Diese Körnchen sind bräunlichgelb, stark limonitisiert, oft nach der Hauptachse etwas faserig; der Pleochroismus ist ziemlich schwach: γ = hellbraun, α' = hellgelb; die Auslöschung an den Spaltflächen zeigt Werte von 7° bis 12°. Die Auslöschung erfolgt oft nicht einheitlich, sondern fleckig. Diese Umwandlung dürfte infolge der Wirkung schwefelsäurehaltiger Lösungen vor sich gegangen sein, die durch Oxydation der Pyritkörner entstanden sind.

Limonit kommt reichlich vor in kleinen, fast isometrischen, ellipsoidalen, oder regellosen Körnern mit unebener, oft warziger Oberfläche. An einigen Limonitkörnchen können noch die Spuren der einstigen *Pyrit*kristalle beobachtet werden.

Karbonate sind reichlich vorhanden und zwar besonders der *Kalzit*, teils in derben Bruchstücken, teils in rhomboedrischen Kriställchen oder Spaltstückchen. Ein Teil der Körnchen gehört auf Grund der starken Magnesiumreaktion unbedingt zum *Dolomit*. Der überwiegende Teil der Körnchen enthält etwas kolloidales Material. Es ist auch die Annahme möglich, dass ein Teil derselben zu jenen Kalksteinen gehört, die etwas Magnesiumkarbonat führen.

Der *Magnetit* kommt in abgerundeten Körnern ziemlich reichlich vor. Einzelne Körner zeigen noch die Spuren der Flächen eines Kristalls von oktaedrischem Habitus. Die Oberfläche der Magnetitkörnchen ist immer uneben, oft etwas limonitisiert, manchmal jedoch stark glänzend.

Die *Muskovit*blättchen sind in diesem Gestein genau dieselben, wie

im vorigen. Auch die optischen Eigenschaften derselben sind die gleichen. Alle Muskovite sind frisch, ohne Spuren einer Umwandlung.

Fast alle *Biotite* scheinen stark zersetzt zu sein. Sie sind stark gebleicht und dieser Baueritisierung zufolge besitzen sie nur einen schwachen Pleochroismus: γ = hell bräunlichgelb, α' = sehr blassgelb, manchmal fast farblos. Auch die Doppelbrechung derselben ist herabgesetzt worden. Vereinzelt kann man auch eine Aufblätterung der Biotittäfelchen beobachten. Oft haben sich längs der Spaltrisse Limonitkörnchen ausgeschieden.

Einige Biotitblättchen sind fast vollständig farblos; diese zeigen oft keine einheitliche, sondern eine fleckige Auslöschung.

Diese starke Umwandlung der Biotite wurde durch die Schwefelsäure bedingt, die sich aus Pyrit gebildet hatte. Die Oxydation des Pyrits wird weiter unten etwas ausführlicher besprochen. Hier will ich nur kurz auf die Umwandlung der Biotite unter dem Einfluss von Schwefelsäure auf Grund der Untersuchungen von W. B. Schmidt und besonders von O. Dreibrodt hinweisen. Die basischen Bestandteile werden bei dieser Umwandlung entfernt oder ausgeschieden und die Kieselsäure angereichert.

Die gebildeten wasserlöslichen Eisensulfate wurden im Kiseller Ton durch die allgemeine Oxydation schliesslich in Limonit umgewandelt und dieser letztere hat sich in kleinen Körnchen längs der Spaltrisse der angegriffenen Biotite ausgeschieden. Wird aber die Eisenverbindungen enthaltende Lösung durch Wasser rasch ausgelaugt, so kann im Inneren der baueritisierten Biotite keine Anhäufung von Limonitsubstanz stattfinden. Daher kommt es, dass manche baueritisierte Biotite im Kisceller Ton Limonit führen, während andere, ebenfalls baueritisierte Biotite keine Spur von Limonit zeigen.

Manche Biotite sind mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt.

Der *Chlorit* zeigt selten die normalen Eigenschaften. Seine Schüppchen sind meistens sehr stark gebleicht. Oft führen sie *Limonit*körnchen in ziemlich grosser Menge. Einige Chloritblättchen zeigen fleckige Auslöschung, wohl infolge der sehr weit vorgeschrittenen Umwandlung unter dem Einflusse der Schwefelsäure.

Der *Granat* ist ein häufiger Gemengteil. Er kommt in denselben beiden Varietäten vor, wie im tiefer liegenden, bläulichen Ton. Als Einschlüsse sind Magnetit, Staurolith, Quarz und Rutil beobachtet worden.

Zirkon wurde sehr oft beobachtet und zwar in denselben beiden Varietäten, wie im blauen Ton. Einige Zirkone sind fast vollkommen kugelig abgerundet.

Der *Rutil* (Abb. 18) kommt entweder in prismatischen, nur etwas abgeschliffenen Kristallen, oder stark abgerundet vor. Die ersteren zeigen

an den beiden Polen bipyramidale Flächenspuren. Einige Rutilkörnchen sind sehr lang im Verhältnis zur Dicke, andere sind sehr regellos abgenutzt. Die schlanken, fast nadelförmigen Körnchen erreichen Längen bis 0·3 mm. Die Rutilkörnchen gehören zu genau denselben beiden Varietäten, die oben aus dem blauen Ton beschrieben wurden.

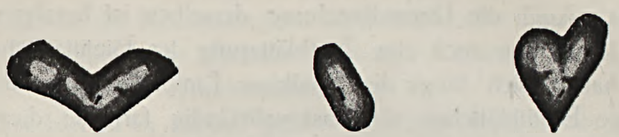


Abbildung 18. Rutile im gelben Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd.
(Lineare Vergrösserung = 1 : 268.)

Im Gegensatz zum vorigen Gestein, ist der *Pyrit* hier ein sehr seltener Gemengteil, in kleinen isometrischen Körnchen, an denen ab und zu auch die Spuren des Oktaeders zu beobachten sind.

*Augit*körnchen von derselben Beschaffenheit, wie im vorigen Ton, sind auch vorhanden. Einige darunter führen kleine Interpositionen von Magnetit.

Der *Turmalin* kommt teils in scharfen Splittern, allerseits mit frischen Bruchflächen, teils in prismatischen, etwas abgerundeten Körnchen vor. Die letzteren sind oft an beiden, oder an einem der Pole abgebrochen. Manchmal kann noch die Spur einer Hemimorphie beobachtet werden. Der weitaus grösste Teil der Turmaline zeigt den folgenden Pleochroismus: ω = sehr dunkel kaffeebraun, ε = blass bräunlichgelb. Diese entsprechen der dunklen Varietät des blauen Tons. Einige Körner besitzen den folgenden Pleochroismus: ω = graulichblau, ε = farblos, oder in dickeren Körnern sehr blassgelb. Die Einschlüsse der Turmalinkörner sind dieselben, wie im blauen Ton.

Auch *Disthen* scheint ziemlich reichlich vorhanden zu sein, in nach der Hauptachse länglichen, nach (100) abgeplatteten Körnchen. Die vollkommene Spaltbarkeit nach (001) ist sehr gut erkennbar und zeigt fast immer den Charakter einer faserigen Bruchfläche. Auch die Spaltung nach (010) tritt in kurzen, absetzenden Rissen sehr deutlich zum Vorschein. Da die Körnchen fast immer mit (100) am Objektträger liegen, kann die sehr vollkommene Spaltbarkeit nach (100) selten beobachtet werden. Die Körner sind mitunter infolge der Translation nach (100) etwas geknickt.

Diese geknickten Disthene kommen bekanntlich in kristallinen Schiefern, besonders in Glimmerschiefern vor.

Die Auslöschung auf (100) beträgt 29—31°. Als Einschlüsse sind im Disthen winzig kleine, opake Körnchen beobachtet worden.

Einige scharfkantige Splitter von *Staurolith* (Abb. 19) zeigen dieselben optischen Eigenschaften, wie im vorigen Ton. In einem einzigen Korn wurde ein sehr kleines *Rutil*kriställchen als Einschluss beobachtet.



Abbildung 19. Staurolithe im gelben Ton aus 2 m Tiefe, Orsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 200.)

Die spärlich vorhandenen *Epidot*körner sind von derselben Beschaffenheit, wie im vorigen Ton.

Der *Apatit* tritt in farblosen Körnern auf. Diese sind entweder prismatisch und nur an den Polen etwas abgerundet, oder beinahe vollkommen kugelig. An den länglichen Körnern sind die charakteristischen Querrisse meistens sehr gut sichtbar (Abb. 20).

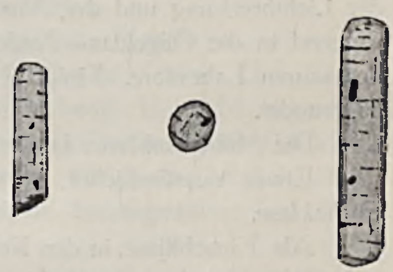


Abbildung 20. Apatite im gelben Ton, aus 2 m Tiefe, Orsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 316.)

Ein winziges Korn zeigte die folgenden Eigenschaften: sehr starke Licht- und Doppelbrechung, schwacher Pleochroismus: γ' = bräunlichgelb, α' = farblos, vielleicht etwas blassgelblich, eine sehr unvollkommene Spaltbarkeit. Dieses sehr kleine Körnchen (Durchmesser 0·008 mm) war ein Splitter ohne kristallographische Begrenzung. Ich vermute darin eine *Titanit*varietät.

Der geringe kolloide Anteil dieser Tone wurde nicht näher untersucht.

b) KISCELLER TON VOM GELLÉRT-BERG (BLOCKSBERG).

Beim Baue des Wellenbades, in der Anlage des Gellért-Bades wurde am südöstlichen Fuss des Gellért-Berges ein grosses Becken im Kisceller Ton ausgegraben. Die Schichten des Tons waren unten bläulichgrau, oben gelb. Im untersten Teil des gelben Tons, also im Übergang zum blauen Ton, sind Flecke blauen Tons vorhanden. Die Tonschichten fallen nach 9^h 7° ein.

α) **Blauer Ton.** Dieser Ton hat in etwas feuchtem Zustand eine blaue, ausgetrocknet eine graue Farbe. Beim Schlämmen verursacht er eine hellgraue Trübung.

Die *Quarz*körner sind meistens farblos, wasserklar, durchsichtig, im allgemeinen eckig, manchmal scharfsplitterig. Einige Körner weisen ziemlich starke Abrundung auf. Oft enthalten diese farblosen Körner Flüssigkeits-

einschlüsse in Reihen und Schwärmen geordnet, die häufig eine bewegliche Libelle besitzen. Diese Einschlüsse charakterisieren die Quarzindividuen der Tiefengesteine und der kristallinen Schiefer.

Viele Quarzkörner enthalten schwarze, opake Körnchen manchmal in grosser Anzahl und in diesem Fall sind die Körner sehr trüb, oft sogar undurchsichtig, fast lyditartig. Einige Quarzindividuen sind dilut gelb oder rot gefärbt, andere verdanken die gelben oder roten Farbentöne Einschlüssen von Hämatitschüppchen. Manchmal sind die Quarze mit Chlorit verwachsen, oder seltener bildet der Chlorit Einschlüsse im Quarzkorn.

Die *Plagioklase* bilden Zwillinge nach dem Albitgesetz, seltener nach dem Periklin- und Albit+Karlsbader Gesetz. Die Form derselben scheint meistens nach (010) oder nach (001) etwas abgeplattet zu sein. Auf Grund der Lichtbrechung und der Auslöschungschiefen auf (001) gehören sie vorwiegend in die Oligoklas—Andesin-Reihe; einzelne erreichen die Basizität der sauren Labradore. Einige Körnchen sind sehr stark, fast kugelförmig abgerundet.

Die *Mikroklin*körner lassen sich durch die Gitterstruktur leicht erkennen.

Etwas umständlicher ist die Auffindung der spärlich vorhandenen *Orthoklase.*

Als Einschlüsse in den Feldspaten sind Magnetitkörnchen und seltener grüner Amphibol zu beobachten.

Verschiedene *Foraminiferen*schalen sind in ziemlich grosser Menge vorhanden.

Der *Pyrit* bildet einen wichtigen Bestandteil des Tons. Er kommt teilwiese in isolierten, einzelnen Körnern mit glänzender Oberfläche vor. Diese Körnchen bestehen meistens aus Oktaedern, seltener aus Pentagondodekaedern von 0·033—0·1 mm Durchmesser. Aber der grösste Teil der Pyrite bildet grössere Knollen von verschiedener Gestalt, welche aus kleineren Pyritindividuen bestehen. Die Längen dieser Knollen schwanken meistens zwischen 0·15—0·5 mm und erreichen seltener 1·2 mm. Die kleineren besitzen frische, glänzende Oberflächen. Die grösseren Knollen sind oft länglich, manchmal mit grösseren warzenartigen Erhebungen, sie verzweigen sich oft astförmig. Diese grösseren Knollen bestehen nicht nur aus Pyrit, sondern sie enthalten auch feine Sandkörner. Die beiden Komponenten bilden eine fest zusammenhaltende Masse. Die Sandkörner, welche aus Quarz bestehen, sind an ihren Oberflächen durch Limonit rötlichbraun gefärbt, während die Pyritkörnchen frisch glänzen.

Aus diesen Daten geht hervor, dass hier — in diesen Knollen — einige der Pyritkörner einer vollständigen Oxydation unterlagen und der entstandene Limonit die vorhandenen Quarzkörner und Pyrit-

körner verkittet hatte. Diese grossen Knollen erreichen manchmal 0·5 bis 1 cm Länge.

Die Foraminiferenschalen wurden meistens teilweise oder ganz durch Pyrit ausgefüllt.

Der sehr häufige *Muskovit* kommt in glänzenden, frischen Lamellen, oft mit Magnetiteinschlüssen vor. Der Achsenwinkel $2E$ beträgt 64—70°.

Der *Kalzit* tritt teils als Bruchstücke von Kalkstein auf, manchmal in bis 1 mm grossen, ziemlich abgerundeten Körnern. Diese Körner enthalten meistens auch Mg. Ein Teil derselben gehört zum *Dolomit*. Einige farblose, durchsichtige Kalzitkörner sind auch beobachtet worden, welche in scharfen Rhomboedern vorkommen (Spaltungsrhomboeder). Der grösste Teil der Kalzite bildet äusserst kleine Körnchen, an der Grenze der Kolloide. Diese werden weiter unten näher beschrieben.

Der *Glaukonit* kommt in ziemlich grosser Menge vor, in dunkelgrünen Körnern, aber oft mit schwachem Stich ins Gelbe. Die Körner sind anisotrop, aber von schwacher Doppelbrechung. U. d. M. zeigen die Körner eine sehr feinkörnige Aggregatpolarisation mit fleckiger Auslöschung. Die schwache Doppelbrechung wird wahrscheinlich infolge Kompensation der sehr feinkörnigen Aggregate hervorgerufen. Ein Pleochroismus scheint gänzlich zu fehlen.

Die Gestalt der Glaukonitkörner ist oft fast vollkommen kugelförmig, manchmal ellipsoidisch oder beinahe stabförmig, aber an einem Ende dicker, wie am anderen. Viele Körner besitzen regellose, buchtige Konturen. Als Einschlüsse sind schwarze, opake Erzkörnchen (wahrscheinlich Magnetit) und ab und zu sehr kleine Oktaeder von Pyrit beobachtet worden. Seltener wurden Glaukonitkörnchen als Ausfüllungen von Foraminiferenschalen beobachtet.

Bailey war der erste, der die Aufmerksamkeit auf die Rolle des Glaukonits lenkte, als er die Grundproben aus dem Atlantischen Ozean entlang der Küste von Nordamerika untersuchte. Die Proben der Challenger-Expedition haben unbestreitbar festgestellt, dass die Glaukonitkörner fast ausschliesslich nur in terrigenen Ablagerungen vorkommen, mehr oder weniger nahe zu den kontinentalen Massen. Der Glaukonit kommt als charakteristischer Gemengteil in den grünen Schlicken, grünen Sanden und im blauen Schlick vor.

Nach den Beobachtungen dieser Expedition tritt der Glaukonit oft in sehr seichtem Wasser auf. Zwischen Manilla und Hongkong wurde der Glaukonit in einer Tiefe von 7 Fathom (1 Fathom = 182·878 cm) gefunden; zwischen England und Gibraltar bei einer Tiefe von 84 Fathom bildet der Glaukonit den wichtigsten Teil der grünen Schlicke. Entlang der

Küste von Kalifornien enthalten alle dunkelgrünen und schwarzen Sande sehr viel Glaukonit in Tiefen zwischen 100 und 300 Fathom.[1]

Die Anwesenheit der Glaukonitkörner weist also auf ein Sediment hin, das aus seichtem Meerwasser zur Ablagerung gelangte.

Der ziemlich häufige *Magnetit* kommt meistens in etwas abgerundeten Körnern vor. Manchmal kann man trotzdem den oktaedrischen Habitus an den Körnern erkennen. Die Oberfläche der Körner ist ziemlich rauh, aber immerhin glänzend und nicht limonitisiert. Die grössten Körner erreichen Dimensionen von 0.25 mm Durchmesser.

*Biotit*blättchen beobachtet man ziemlich häufig; sie haben meistens dunkelbraune, seltener grünlichbraune Farbe. Der Pleochroismus ist folgender: γ = dunkelbraun, α' = hell rotgelb, oder γ = grünlichbraun, α' = hellgelb, mit einem Stich ins Grüne. Der Achsenwinkel ist 0°. Als Einschlüsse sind Magnetit und Sagenit beobachtet worden.

Farblose, nach (010) tafelige *Gips*blättchen sind allgemein verbreitet.

Die *Chlorit*blättchen führen oft Einschlüsse von Magnetit. Einige Chloritschüppchen sind stark gebleicht.

Der Ton enthält ziemlich viel *Zirkon*, welcher manchmal fast vollkommen scharfe und nur wenig abgerundete Kristalle bildet. Meistens kann man die Prismenzone und die terminale bipyramidale Begrenzung sehr gut beobachten. Oft sind die Körner stark abgenutzt, manchmal fast vollkommen kugelig abgerundet. Oft sind die Enden der Kristalle teilweise oder vollständig abgebrochen. Seltener sieht man solche Kriställchen, an denen Teile der Prismenzone abgebrochen sind und die bipyramidalen Flächen mehr oder minder gut erhalten blieben.

Die Zirkone sind teils farblos, teils rosafarben. Die letzteren scheinen in etwas geringerer Menge vorhanden zu sein.

Die rosafarbenen Zirkone zeigen durchwegs einen kurzprismatischen Habitus mit bipyramidaler Endigung. Die farblosen Zirkone bilden entweder lange, dünne, beinahe nadelförmige oder kurzprismatische Kriställchen. Die nähere Bestimmung der sehr kleinen Flächen der Bipyramiden ist u. d. M. nicht möglich. Die rosafarbenen Kriställchen zeigen — wenn sie ziemlich dick sind — einen ganz schwachen Pleochroismus: ω = hellrosa, ε = hell bräunlichrosa.

Die Zirkone enthalten die bekannten Einschlüsse, manchmal auch schwarze, opake Erzkörnchen. Sehr selten kann man auch einen schaligen Bau erkennen.

Der *Rutil* ist ein häufiger Gemengteil des Tons. Seine Körnchen

[1] Murray, I.—Renard, A. F.: Report on Deap Sea Deposits. 1890, p. 379—382.

sind oft ziemlich stark abgerundet und von ellipsoidaler Gestalt. Manchmal zeigen sie scharfen prismatischen Habitus, mit Bipyramidenflächen an den beiden Enden. Oft sind sie lang (bis 0·14 mm) im Verhältnis zur Dicke (0·04 mm). Diese letzteren Körnchen sind meistens stark abgenutzt und an den Polen stark abgerundet. Scharfkantige Splitter sind auch verbreitet, an welchen nur Spuren der ursprünglichen Kristallflächen vorhanden sind. Selten sind Zwillinge nach (101) zu beobachten.

Man kann zwei Varietäten der Rutile unterscheiden: 1. eine dunkelbraune Varietät mit folgendem Pleochroismus: ω = hellgelb, ε = gelblichbraun und 2. eine lichte Varietät: ω = hell harzgelb, ε = dunkel harzgelb. Als Einschlüsse wurden kleine Magnetitkörnchen beobachtet.

Die *Amphibol*körnchen sind meistens nach der Hauptachse länglich. Die Oberfläche derselben ist frisch, nur sehr selten sieht man schwache Spuren einer Limonitbildung. Die beiden Enden in der Richtung der Hauptachse sind oft scharfkantig. Man kann die folgenden Varietäten unterscheiden: 1. eine grüne Varietät mit den folgenden Eigenschaften: γ = bläulichgrün, α' = gelblichgrün, $\gamma' : c$ = 17—18° an den Spaltflächen gemessen, 2. eine braune Varietät in geringer Menge, von der Beschaffenheit: γ = bräunlichgrün, α' = gelbgrün, $\gamma' : c$ = im Durchschnitt 17°, endlich 3. eine braune Varietät, wo γ = dunkelbraun, α' = hell gelblichbraun ist. Die Auslöschung auf der Spaltfläche nach (110) beträgt etwa 10—11°. Die Amphibole mit braunen Tönen sind nur spärlich vorhanden.

Als Einschlüsse in den Amphibolen sind Magnetitkörnchen beobachtet worden.

Die *Granate* kommen teils in scharfen Splittern, teils in stark abgerundeten Körnern vor. Der Farbe nach lassen sich die Körnchen in zwei Gruppen einteilen, man kann nämlich 1. blass rosafarbene und 2. bräunlich rosafarbene Granate unterscheiden. Ein blass rosa gefärbtes Körnchen zeigte die Spuren des Rhombendodekaeders. Die Granatkörner sind vollkommen isotrop.

Kleine Knollen von *Limonit* sind öfters beobachtet worden.

Die *Turmalin*körner besitzen meistens einen prismatischen Habitus, manchmal sogar mit Spuren von Hemimorphismus. Oft sind die Körner stark abgerundet, besonders an den Polen; oder aber bilden sie scharfkantige Splitterchen mit sehr frischen Bruchflächen. Es sind mehrere Turmalinvarietäten vorhanden. Die Unterscheidung kann am einfachsten auf Grund der pleochroitischen Farbentöne vorgenommen werden. Die meisten Turmaline zeigen den folgenden Pleochroismus: ω = dunkel (kaffee-) braun, ε = hell strohgelb. An einigen Körnern lässt sich der folgende Pleochroismus feststellen: ω = dunkel graulichblau, ε = hell rosafarben.

Einige Turmaline bestehen —, in der Richtung der Hauptachse — aus zwei verschiedenen Teilen; die eine Hälfte zeigt: ω = gelblichbraun, ε = farblos und die andere Hälfte: ω = graulichblau, ε = farblos.

Als Einschlüsse kommen kleine, opake, schwarze Erzkörnchen vor.

Der *Chalzedon* kommt in farblosen, oder grauen, eckigen oder etwas abgerundeten Körnern mit radial-faseriger Auslöschung vor. Diese stammen wahrscheinlich aus den Hornsteinen der mesozoischen Kalke und Dolomite, oder aus den Hornsteinbreccien des Budaer Gebirges.

Der sehr untergeordnete *Apatit* kommt entweder in prismatischen, nur an den Polen abgerundeten, oder in stark abgerundeten, manchmal kugeligen, farblosen Körnchen vor. Querrisse sind fast immer zu beobachten. Als Einschlüsse sind manchmal sehr kleine, opake Erzkörnchen vorhanden. (Vergl. Abb. 20.)

Sehr selten kann man *Staurolith* beobachten, in stark abgerundeten Körnern oder in scharfen Splittern. Der Pleochroismus der Körner ist deutlich: γ = hell bräunlichgelb, α' = sehr blassgelb. Als Einschlüsse wurden schwarze, opake Erzkörnchen beobachtet.

Auch der *Disthen* scheint ein seltener Gemengteil zu sein. Seine Körnchen sind oft nach der Hauptachse länglich, seltener fast isometrisch; sie sind vorwiegend viereckig. Manchmal sind die Konturen regellos, etwas faserig oder zackig abgebrochen. Die Körnchen zeigen tafeligen Habitus nach (100) und die beiden Spaltbarkeiten nach (010) und (001). Die durch die letztgenannte Spaltbarkeit hervorgerufenen Risse liegen oft in Gruppen beisammen und sind mehr oder weniger ausgefasert. Einzelne Körnchen sind etwas gebogen.

Die Disthene sind vollkommen farblos; α steht fast senkrecht auf (100). Die Auslöschung auf (100) beträgt im Mittelwert 29·5° zur Kante (100) : (010) gemessen. Als Einschlüsse wurden sehr kleine, schwarze, opake Pigmentkörnchen beobachtet.

Ein einziges, sehr kleines Körnchen wurde gefunden, mit den folgenden Eigenschaften: scharf splitterige Kanten, wahrscheinlich optisch einachsig und mit dem Pleochroismus: hellblau und farblos. Das Brechungsvermögen des Körnchens ist ziemlich stark, höher als der Brechungsexponent des Jodmethylen. Die Doppelbrechung ist dagegen sehr schwach. Das Körnchen dürfte danach wahrscheinlich eine Korundvarietät repräsentieren.

Einige zeisiggrüne, abgerundete *Epidot*körner sind ebenfalls nachgewiesen worden.

Um etwas über die kolloiden Anteile des Tons erfahren zu können, wurden die mit Wasser ausgeschlämmten, sehr kleinen Teilchen gesondert u. d. M. untersucht.

Die kleinsten Körnchen, die noch für das Mikroskop zugänglich sind, bestehen aus *Kalzit* und aus winzig kleinen *Muskovit*schüppchen *(Serizit)*. Die Kalzitkörnchen sind teilweise isometrisch, kugelförmig oder aber etwas länglich, ellipsoidförmig; sie umhüllen oft einzelne Mineralkörnchen.

Die kleinsten Kalzitkörner zeigen oft zwischen gekreutzten Nicols das BERTRAND'sche Interferenzkreuz. Die Form dieser Kalzite ist im allgemeinen kugelig. Die etwas grösseren Kalzite löschen nicht einheitlich aus, sondern zeigen eine Aggregatpolarisation, als wenn die Körner aus äusserst kleinen Körnchen von regelloser Orientierung zusammengesetzt wären.

β) **Gelber Ton.** Die Körner dieses Tons sind durchwegs mit einer bräunlichgelben Kruste von Limonit überzogen. Infolgedessen besitzen die leichteren Minerale ein grösseres spezifisches Gewicht, als im reinen Zustande. Nur ein kleiner Teil der Körnchen entbehrt diesen Limonitüberzug. Auch die Foraminiferenschalen sind meistens in Limonit eingehüllt.

Diese Limonitüberzüge enthalten ziemlich viel Kalziumkarbonat. Durch eine Behandlung mit verdünnter Salzsäure bei Zimmertemperatur wird der grösste Teil des Kalziumkarbonats aufgelöst. Die nach dieser Behandlung zurückgebliebenen Limonitkrusten zeigen unebene, rauhe, löcherige Oberflächen.

Stellenweise haben die Limonitkrusten eine rötlichbraune Farbe.

Die Minerale dieses Tons sind im wesentlichen dieselben, wie im blauen Ton, jedoch mit folgenden Unterschieden:

Ein grosser Teil der *Biotite* ist der Baueritisierung anheimgefallen. Diese Biotite sind sehr stark gebleicht, manchmal fast vollkommen farblos. Oft enthalten sie entlang der Spaltrisse Limonitkörnchen. Manche Biotite wurden mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt.

Auch die *Chlorite* sind oft sehr stark gebleicht. Sie enthalten öfters Limonitausscheidungen entlang der Spaltrisse. Manche Chlorite löschen nicht einheitlich aus, sondern sie zeigen eine fleckige Auslöschung, wie die körnigen Aggregate. Diese Erscheinung wurde durch die hochgradige Umwandlung herbeigeführt, welche vielleicht neben der Bildung von Limonit auch zur Ausscheidung von Kieselsäure führte.

Sehr charakteristisch ist die grosse Anzahl von *Limonit*körnchen. Die Gestalt derselben ist manchmal isometrisch, meistens aber stabförmig oder astförmig verzweigt, sternförmig oder ganz regellos (Abb. 21 und 22). Die Dimensionen derselben wechseln zwischen 0.02 und 1.4 mm. Im allgemeinen stimmen diese Formen der Limonitknollen mit jenen der Pyrite des blauen Tons überein. Die Limonite haben sich aus den ursprünglichen Pyriten gebildet, infolge der allgemeinen Oxydation.

Nicht alle Pyrite wurden aber in Limonit übergeführt. Es sind nämlich auch scheinbar ganz frische, glänzende Pyritkörnchen vorhanden.

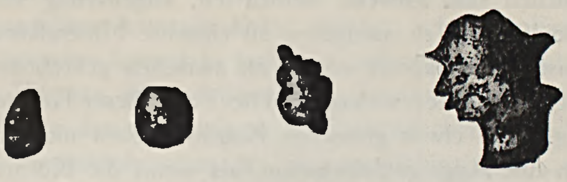


Abbildung 21. Limonitkörnchen im gelben Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. (Lineare Vergrösserung = 1 : 113.)

An einigen Pyritkörnchen lässt sich eine Umwandlung in Limonit beobachten: die Oberfläche dieser Pyrite besteht aus Limonit, das Innere derselben blieb im ursprünglichen Zustand erhalten.

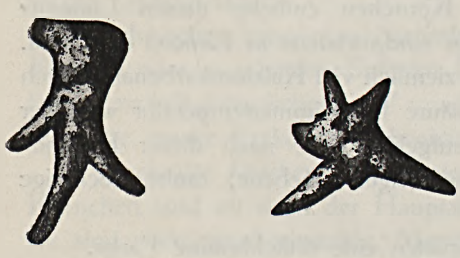


Abbildung 22. Limonitkörnchen im gelben Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. (Lineare Vergrösserung = 1 : 91.)

Einige Körnchen des *Glaukonits* sind vollkommen frisch, ohne Spuren einer Umwandlung. Andere Körner sind zwar grün, die äusseren Teile derselben sind jedoch ganz gelb gefärbt, oder wenigstens stellenweise sind gelbe Flecke zu beobachten. Oft enthalten die Körner regellos verteilte Limonitkörnchen. Diese Limonitisierung ist ebenfalls eine Folge der Einwirkung der — durch die Oxydation der Pyrite entstandenen — Schwefelsäure.

Die *Magnetite* zeigen teilweise vollkommen frische, teilweise etwas limonitisierte Oberflächen.

Einige *Turmaline* zeigen den folgenden Pleochroismus: ω = dunkel bräunlichgrün, ε = farblos, mit schwach gelbem Stich. Einmal konnte auch eine parallele Verwachsung von zwei verschieden grossen Turmalinen beobachtet werden. Die Hauptachsen der beiden Kristalle verlaufen parallel zu einander.

Die Foraminiferenschalen enthalten keinen Pyrit, sondern Limonit, welcher aus Pyrit entstanden ist.

Die kleinsten, dem Mikroskop noch zugänglichen Teilchen scheinen auch in diesem Ton aus *Muskovit* und *Kalzit* zu bestehen. Auch äusserst kleine Limonitkörnchen sind in grosser Anzahl vorhanden.

Der Unterschied zwischen den beiden Tonen besteht lediglich in dem Umstand, dass im zuoberst liegenden, gelben Ton einer allgemeinen Oxydation zufolge der Pyrit in Limonit und Schwefelsäure um-

gewandelt wurde. Die Schwefelsäure wirkte auf die Karbonate und auf die leichter zersetzlichen Silikate, besonders auf die Biotite, Chlorite und Plagioklase ein. Biotite und Chlorite wurden dadurch gebleicht, Magnesium und Eisen wurden gelöst; das in Lösung gegangene Eisen ist oft noch im Mineral selbst in Limonit übergeführt worden. Die aus dem Pyrit entstandenen Limonitkörnchen bedingen die gelbe Farbe des Tons.

Die Verwitterung des Kisceller Tons besteht eigentlich in der Oxydation des Pyrits, durch welche Limonitbildung, Baueritisierung und überhaupt Lösung der in Schwefelsäure zersetzlichen Mineralien vor sich gehen. Aus dem Kalzit entsteht Gips; aus dem Gehalt an Magnesia der Biotite, Chlorite und Dolomite entsteht Epsomit. Durch Zersetzung der Plagioklase bildet sich hauptsächlich Natriumsulfat und etwas Kalziumsulfat. Die ersteren zwei in Wasser leicht löslichen Sulfate werden im Wasser aufgelöst; an der Oberfläche erscheinen sie oft als Ausblühungen.

2. Nördliches Gebiet.

a) TON AUS DER TONGRUBE DER ZIEGELFABRIK DER AKTIENGESELLSCHAFT BOHN.

Der bläulichgraue Ton in den tieferen Lagen der Tongrube ist blätterig dünn geschichtet, schieferartig. In Wasser aufgeweicht zerfällt das schieferige Gestein in kleine Schuppen.

Der weit überwiegende Teil der Körner besteht aus *Quarz.* Die farblosen Quarzkörner enthalten oft Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen. Viele Quarzindividuen enthalten schwarze, opake Einschlüsse in grosser Anzahl; infolge dieser sind die Körner sehr trüb, manchmal vollkommen undurchsichtig. Manche Quarze besitzen dilute, gelbe oder rote Farbe, andere verdanken diese Färbungen kleinen Hämatiteinschlüssen. Auch einige Milchquarze sind vorhanden. An der Oberfläche einiger Quarze beobachtet man kleine Chloritschüppchen angewachsen. Die Quarzkörner zeigen manchmal eine undulöse Auslöschung (gepresste Quarze!).

Unter den Feldspaten scheinen die *Plagioklase* und *Mikrokline* vorzuherrschen, während die *Orthoklase* mehr im Hintergrund bleiben.

Die *Plagioklase* treten meistens in Albitzwillingen auf, seltener bilden sie Zwillinge nach dem Periklin- und Albit + Karlsbader Gesetz. Die Körnchen haben meistens eckige Konturen, seltener sind sie mehr oder weniger abgerundet. Sie sind immer etwas plattenförmig, entweder nach (010), oder

nach (001) und gehören überwiegend der Oligoklas—Andesin-Reihe an. Manchmal enthalten sie Einschlüsse von Magnetit, seltener von grünem Amphibol oder Biotit.

Die *Mikrokline* und die spärlicher vorhandenen *Orthoklase* sind meistens tafelförmig nach (001). Sie führen manchmal Magnetiteinschlüsse.

Dieser Ton wird besonders durch die ziemlich grosse Menge des Pyrits charakterisiert. Nach der mikroskopischen Auswertung mit einem Mikrometerokular enthält das Gestein 2·5 Gew. % Pyrit. Mit diesem Wert stimmt die auf Grund der chemischen Analyse berechnete Pyritmenge gut überein: S = 1·32% = 2·47% Pyrit.

In der Gestalt weichen die Pyritkörner von den oben beschriebenen ab. Diese hier bilden manchmal isometrische, oft in einer Richtung oder in mehreren Richtungen gestreckte Körnchen, sind also immer von ganz regelloser Begrenzung. Die Oberfläche der Körner ist glänzend oder matt, regellos und ungleichmässig körnig infolge kleiner Erhöhungen, welche im allgemeinen die Dimension von 0·015 mm Durchmesser nicht überschreiten. Manchmal zeigen die Oberflächen kugelige, oder nierenförmige, warzenartige Erhöhungen von etwa 0·015 mm Durchmesser. Idiomorphe Kristalle von Pyrit (wie im Ton des Wellenbades) scheinen nicht vorhanden zu sein.

Die Grösse dieser Pyritkörner schwankt von den kleinsten Dimensionen bis 1·2 mm. Einige Körner erreichen einen Durchmesser bis 2 mm. Die meisten Körner besitzen jedoch Dimensionen zwischen 0·08 und 0·33 mm.

Ein Teil der Pyritkörnchen zeigt gelbe Farbe mit schwach grünem Stich, die anderen sind gelb, ohne diesen grünlichen Stich.

Bei der Behandlung mit Wasser verkleben sich die übrigen Komponenten gerne mit den Pyritkörnern und diese Klumpen bilden die oben erwähnten kleinen Schuppen, in welche der in Wasser aufgeweichte Ton zerfällt.

Manchmal sind die Pyrite oberflächlich teilweise in Limonit umgewandelt.

Der *Gips* kommt in ziemlich grosser Menge vor, in der Form von nach (010) tafeligen Spaltblättchen. Auch grössere — bis 8 cm grosse — Kristalle sind nicht selten. Die Kristalle sind kurzprismatisch nach (110), etwas tafelig nach (010) und nach der *a*-Achse mehr oder minder länglich. Die häufigen Formen sind: {110}, {010}, {111}, {103}. Auch Rosetten aus Gipskristallen sind vorhanden. Faseriger Gips kommt als Ausfüllung von schmalen Rissen vor. Die kleineren Gipskriställchen sitzen oft an der Oberfläche der Pyritkörnchen.

Diese Erscheinung wirft ein Licht auf die Bildung der Gipskristalle. Aus dem Pyrit ist durch Oxydation Schwefelsäure entstanden, deren Ein-

wirkung auf die verhältnismässig kleine Menge des Kalziumkarbonats die Gipsbildung hervorgerufen hatte.

*Muskovit*blättchen sind in verhältnismässig grosser Menge vorhanden; sie sind vollkommen frisch. $2E = 65-70°$. Als Einschlüsse wurden Magnetit und Zirkon beobachtet.

Die *Biotit*blättchen sind teilweise ganz frisch, mit folgendem Pleochroismus: γ = dunkel rötlichbraun, α' = hellgelb, oder γ = grünlichbraun, α' = sehr hellgelb mit einem Stich ins Grüne. Manche Biotite sind mehr oder weniger baueritisiert, sie sind manchmal ganz farblos geworden. In einigen der gebleichten Lamellen findet man Limonitausscheidungen. Als Einschlüsse sind Magnetit und Sagenit beobachtet worden.

Die *Chlorite* enthalten oft kleine Einschlüsse von Magnetit. Einige Chloritschüppchen wurden stark gebleicht.

Kleine *Limonit*knollen, wahrscheinlich aus Pyrit entstanden, lassen sich oft beobachten.

Kleine Fragmente von *Lignit* sind sehr häufig zu beobachten.

*Foraminiferen*schalen, teilweise von Pyrit erfüllt, scheinen in geringerer Menge vorhanden zu sein, als im vorigen Ton.

Der *Glaukonit* kommt in grünen oder gelblichgrünen Körnern vor. Die Menge desselben ist viel geringer, als in den vorher beschriebenen Proben. Die Körner zeigen eine sehr feinkörnige Aggregatpolarisation. Die Formen der Körnchen sind dieselben, wie in den erwähnten Proben.

Die *Granate* sind meistens etwas abgerundet, aber daneben findet man auch sehr scharfe Splitter derselben. Nach der Farbe lassen sich rosafarbene und bräunlichrosafarbene Abarten unterscheiden. Alle sind isotrop. Magnetit und sehr selten Rutil sind als Einschlüsse zu beobachten.

Die *Zirkone* und *Rutile* zeigen genau dieselben Eigenschaften, wie im Ton des Wellenbades.

Die *Magnetit*körnchen sind sehr stark abgerundet, manchmal kann aber die ursprüngliche Form (Oktaeder, seltener Rhombendodekaeder) noch erkannt werden. Die Oberfläche der Körner ist meistens glänzend, aber nicht vollkommen glatt, sondern durch kleine Vertiefungen gekennzeichnet. Seltener sind die Körnchen sehr stark korrodiert und etwas limonitisiert.

Die *Amphibole* zeigen durchwegs dieselben Eigenschaften, wie im vorigen Ton. Aber die Amphibole mit braunen Farbentönen scheinen hier mehr in den Hintergrund zu treten, wie im Ton des Wellenbades.

Der *Chalzedon* kommt meistens in grauen, seltener in farblosen Körnchen vor. Einige enthalten auch sehr kleine idiomorphe Kristalle von Kalzit in scharfen Rhomboedern.

Die *Turmaline* sind meistens an den Polen abgerundet, aber sonst prismatisch nach der Hauptachse. Auch hier sind zwei Abarten zu unterscheiden und zwar eine dunkle Varietät mit folgendem Pleochroismus: ω = dunkelbraun, ε = sehr hellgelb und eine etwas heller gefärbte Varietät: ω = graulichblau, ε = fast farblos, mit einem Stich ins Rosa. Diese dürften, aller Wahrscheinlichkeit nach, den beiden Varietäten des vorigen Tons entsprechen. Als Einschlüsse sind manchmal opake Erzkörnchen vorhanden.

Auch einige *Diopsid-Augite* von hellgrüner Farbe sind beobachtet worden. Die Körner derselben sind kurzprismatisch, aber an den beiden Polen sehr stark abgerundet. Die Auslöschung beträgt im Mittel: $\gamma' : c = 44°$.

Disthen scheint nur sehr wenig vorhanden zu sein. Seine Körnchen sind nach (100) plattenförmig und meistens von viereckigen, scharfen Konturen. Die optischen Eigenschaften stimmen mit denen der oben beschriebenen Disthene überein.

Einige farblose *Apatit*körnchen und hellgrüne *Epidote* sind auch beobachtet worden. Beide Minerale scheinen mehr oder weniger abgerundet zu sein.

Ein wichtiger Unterschied den vorigen Tonen gegenüber besteht darin, dass dieser Ton sehr wenig Kalzit führt. (Vergl. die chemische Analyse im IV. Teil.) U. d. M. kann man nur einige gröbere (bis 2 mm dicke) Kalksteinbruchstücke und kleinere Spaltungsrhomboeder unterscheiden. Ein kleiner Teil der letzteren dürfte — auf Grund des Gehaltes an Magnesium — zum Dolomit gehören.

Die kleinsten, an der Grenze der kolloidalen Grösse liegenden Körnchen bestehen vorwiegend aus *Muskovit*schüppchen, ausserdem aus *Pyrit*körnchen und etwas (sehr wenig) *Kalzit*. Eine kleine Menge des kolloidalen Anteils ist in verdünnter Salzsäure — unter Aufbrausen — löslich. Der Rückstand bildet eine hellgraue Masse, welche höchstwahrscheinlich überwiegend aus Muskovit besteht.

b) BLÄULICHGRAUER TON AUS DEM SZÉPVÖLGY.

Der hier in der grossen Tongrube aufgeschlossene Ton besitzt keine so auffallend gute Schichtung, wie der soeben beschriebene. Die Schichten des Tons fallen nach 10^h unter 10°—12° ein. Der im bergfeuchten Zustand blaue Ton erhält während der Austrocknung eine lichtere graue Farbe.

Der Ton scheint im ersten Augenblick ziemlich fett zu sein, obwohl er verhältnismässig wenig kolloides Material enthält (siehe die Ergebnisse der mechanischen Analysen).

Der grösste Teil der Minerale besteht aus farblosen, eckigen, nur seltener abgerundeten *Quarz*körnchen, welche oft undulöse Auslöschung zeigen. In Schwärmen und Zügen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse sind reichlich vorhanden, oft mit beweglichen Libellen. Diese Einschlüsse sind bekanntlich für die Quarze der Tiefengesteine und der Orthogneise charakteristisch. Die undulöse Auslöschung deutet auf gepresste Gesteine. Viele Quarzkörner sind durch dunkle bis schwarze Einschlüsse grau gefärbt, einige sind fast vollkommen dem Lydit ähnlich. Rötlich gefärbte Quarzindividuen wurden auch beobachtet. Die Farbe derselben wird entweder durch dilute Färbung, oder durch die Anwesenheit von Hämatitschüppchen herbeigeführt.

Der *Kalzit* ist in grosser Menge vorhanden. (Vergl. die chemische Analyse im IV. Teil.) Die meisten Kalzitkörnchen sind aber sehr klein, an der Grössengrenze der Kolloide und sehr wahrscheinlich auch in kolloidem Zustand, wie es noch weiter unten gezeigt werden soll. Die grösseren Kalzite sind entweder kleine Bruchstücke von dichten Kalksteinen oder aber rhomboedrische Spaltformen. Ein kleiner Teil der Körnchen gibt eine sehr starke Reaktion des Magnesiums. Diese sind *Dolomite,* oder mindestens sehr Mg-reiche Kalzite.

Der *Muskovit* ist ein häufiger Gemengteil in vollkommen frischen Blättchen. Als Einschlüsse sind Magnetit und Zirkon beobachtet worden.

Unter den Feldspaten beobachtet man häufig *Plagioklas* und *Mikroklin.* Der *Orthoklas* scheint etwas zurückgetreten zu sein.

Die *Plagioklas*körnchen sind entweder nach (010), oder nach (001) etwas abgeplattet. Sie bilden Zwillinge nach dem Albit-Gesetz. Periklin- und Albit + Karlsbader-Zwillinge wurden sehr selten beobachtet. Einige der Plagioklase enthalten Serizitschüppchen, andere winzig kleine Körnchen von Epidot. Oft wurden auch Magnetiteinschlüsse beobachtet. Einige Plagioklaskörnchen sind stark abgerundet.

Der *Pyrit* kommt in regellos gestalteten Körnchen vor, deren Umrisse infolge einer kugeligen Ausbildung einiger Teile der Oberfläche nierenförmige oder traubige Formen zeigen. Oft hat das ganze Körnchen die allgemeine Gestalt einer Kugel, auch in diesem Falle zeigt jedoch die Oberfläche kleine kugelförmige Unebenheiten. Sehr selten bestehen die Körnchen aus einem Haufen von kleinen Oktaedern aus Pyrit. Die Grösse der Körner wechselt von den kolloidalen Dimensionen bis 0·5 mm. Seltener sind auch viel grössere Körner zu beobachten.

Der *Glaukonit* kommt in kugeligen oder ellipsoidalen Körnern in ziemlich grosser Anzahl vor. Die Körner löschen nicht einheitlich aus, sondern sie zeigen eine Aggregatpolarisation mit schwacher Doppelbrechung. Sehr

selten findet man die Glaukonitkörner in Foraminiferenschalen eingeschlossen. Die äussersten Teile der Glaukonite zeigen selten den Beginn einer schwachen Umwandlung in Limonit. In diesem Fall sind die Körner mehr gelblich-, als bläulichgrün.

Der *Magnetit* ist ein häufiger Gemengteil in mehr oder weniger abgenutzten, manchmal stark abgerundeten Körnern. Selten kann man an den Körnern die Spuren der Oktaederform erkennen. Die Oberfläche der Körnchen ist oft uneben, aber immer frisch, glänzend und nicht limonitisiert.

Schalen von *Foraminiferen* sind in ziemlich grosser Menge zu beobachten, oft durch *Pyrit* teilweise oder vollständig ausgefüllt.

Die *Biotit*blättchen sind entweder dunkelbraun oder grünlichbraun. Die ersteren zeigen den folgenden Pleochroismus: γ = dunkelbraun, α' = hellgelb; die letzteren dagegen: γ = bräunlichgrün, α' = blassgelb mit sehr schwachem Stich ins Grüne. In vielen Biotiten kann man Einschlüsse von Magnetit beobachten. Seltener findet man Rutil als Einschluss in der Sagenitform.

Die kleinen *Zirkon*kristalle sind oft ziemlich stark idiomorph. Oft sind sie an den beiden Polenden mehr oder weniger abgerundet. Bruchflächen sind allgemein verbreitet. Einige Körnchen zeigen sehr starke Abrundung. Der Farbe nach lassen sich zwei Zirkonvarietäten unterscheiden und zwar: 1. eine farblose und 2. eine rosafarbene Varietät. Die zur letzteren gehörigen Zirkone haben meistens einen kurzprismatischen, gedrungenen Habitus und sind manchmal stark abgerundet. Die grössten rosafarbenen Zirkone zeigen einen schwachen Pleochroismus: ω = hellrosa, fast farblos, ε = hell bräunlichrosafarben. Beinahe alle Zirkone enthalten die bekannten Einschlüsse, manchmal auch opake, schwarze Erzkörnchen.

Auch der *Chlorit* scheint ziemlich reichlich vorhanden zu sein, in grünen Blättchen und mit ziemlich starkem Pleochroismus: γ = dunkelgrün, mit einem Stich ins Blaue, α' = sehr blass gelblichgrün. Magnetitkörnchen und sehr selten Rutil sind als Einschlüsse beobachtet worden.

Der *Granat* kommt entweder in der Form von scharfen Splittern oder mehr-weniger abgerundet vor. Die Körner desselben gehören zweien Varietäten an: 1. bräunlich rosafarbene und 2. hell rosafarbene Granate. Die letzteren sind meistens stark abgerundet, besonders die kleinsten Körnchen. Alle Granate zeigen eine vollkommene Isotropie. Der Magnetit scheint ein sehr verbreiteter Einschluss der Granatkörnchen zu sein.

Die *Amphibole* zeigen durchaus nach der Hauptachse längliche, prismatische Formen, welche meistens frische Spaltflächen nach (110) besitzen. An den Polen sind sie meistens nicht abgerundet. Zwei Abarten lassen

sich beobachten: 1. *Grüne Amphibole*, mit folgendem Pleochroismus: γ = dunkel bläulichgrün, α' = hellgrün. Die Auslöschung an den Spaltflächen nach (110) beträgt im Mittel $\gamma' : c = 16°$ (Mittel von 10 Messungen an 6 Körnchen). 2. *Braune Amphibole*, mit γ = dunkel grünlichbraun, α' = hell gelblichbraun, $\gamma' : c$ (an Spaltflächen gemessen) = 13.5° (8 Messungen an 4 Körnchen). Die braunen Amphibole sind seltener, als die grüne Varietät. Als Einschlüsse sind opake, schwarze Erzkörnchen beobachtet worden.

Der *Rutil* kommt in nach der Hauptachse länglichen Körnchen vor, mit ziemlich gut erhaltener Prismenzone. Dagegen sind die Flächen an den Polen fast immer sehr stark abgerundet und infolgedessen zeigen die Körnchen meistens ellipsoidale Formen. Oft bilden die Körnchen scharfkantige Splitter. Manchmal ist nur ein Teil des Rutilindividuums abgebrochen. Selten kann man Zwillinge nach (101) beobachten.

Die Rutile sind entweder dunkel gefärbt und dann zeigen sie die folgenden pleochroitischen Farben: ε = gelblichbraun, ω = hellgelb; oder aber sind sie heller gefärbt, mit dem folgenden Pleochroismus: ε = harzgelb, ω = hell harzgelb. Als Einschlüsse werden schwarze, opake Erzkörnchen beobachtet.

Die *Turmalin*körnchen sind meistens von prismatischem Habitus, seltener sind sie mehr oder weniger abgerundet. Auch scharfe Splitter mit frischen Bruchflächen lassen sich oft beobachten. Es wurden die folgenden Varietäten beobachtet: 1. ω = dunkel kaffeebraun, ε = hell strohgelb, fast farblos (in dünnen Splittern); diese Varietät ist reichlich vorhanden. 2. ω = dunkel graulichblau, ε = hell rosafarben; 3. ω = grünlichblau, ε = blassgelb. Die Turmaline enthalten oft schwarze Erzkörnchen als Einschlüsse.

Sehr kleine *Limonit*knollen wurden auch beobachtet, welche aus Pyrit entstanden sind. In einigen kann man noch den Rest des ursprünglichen Pyrits feststellen.

Einige farblose oder gelblich gefärbte *Chalzedon*körnchen sind ebenfalls zu beobachten. Diese sind scharfkantig und zeigen faserige Aggregatpolarisation.

Der spärlich vorhandene *Apatit* wird meistens in mehr oder weniger abgerundeten Körnchen beobachtet. Sie sind immer farblos und zeigen oft die charakteristischen Querrisse. Manche führen sehr kleine Magnetiteinschlüsse. Sie wurden auch mikrochemisch durch die Ammonium-Molybdophosphat-Reaktion konstatiert.

Einige bräunlichgelbe, stark abgenutzte, prismatische Körnchen scheinen aus gelben Fasern zu bestehen. Diese Körnchen besitzen keinen be-

merkbaren Pleochroismus und löschen fleckig aus. Diese dürften limonitisierte Pseudomorphosen nach einem prismatisch ausgebildeten Mineral, höchstwahrscheinlich nach einem Amphibol darstellen.

Einige *Disthen*körnchen wurden ebenfalls beobachtet; sie sind nach der Hauptachse etwas länglich, an den Polen etwas ausfasernd und tafelig nach (100). Die Spaltbarkeit nach (010) ist immer sehr gut zu beobachten; die Spaltrisse nach (001) liegen meist in kleinen Gruppen beisammen und sind ausgefasert. Die negative spitze Bisektrix steht fast senkrecht auf (100). Die Auslöschung auf (100) beträgt im Mittelwert 30°. Die Körnchen enthalten manchmal sehr kleine, opake, schwarze Pigmentkörnchen.

Die durch Schlämmung isolierten kleinsten Teilchen bestehen — insoferne sie dem Mikroskop zugänglich sind — überwiegend aus *Muskovit*schüppchen und *Kalzit*. Die kleinsten Kalzitkörnchen haben eine mehr oder weniger kugelige Gestalt. Sie zeigen zwischen gekreutzten Nicols das Bertrand'sche Kreuz. Die einzelnen Äste des Kreuzes sind etwas S-förmig gekrümmt. Die Grösse dieser Körnchen, an welchen die optischen Eigenschaften untersucht wurden, schwankt zwischen 0.004—0.002 mm. Ein Teil des in Salzsäure unlöslichen Rückstandes der abgeschlämmten Kolloide bildete eine hellgraue, teilweise undurchsichtige Masse, welche vorwiegend als *Muskovit* betrachtet wird. Ob auch Kaolin vorliegt, konnte bis jetzt nicht einwandfrei festgestellt werden. Aller Wahrscheinlichkeit nach dürfte der Kaolin in dieser Probe nicht vorhanden sein.

B) SANDSTEINE.

1. Südlicher Teil von Buda.

Als vor dem südlichen Fusse des Gellért-Berges das Becken des Wellenbades im Gellért-Bad ausgegraben wurde, ist in der westlichen Hälfte der Baugrube eine etwa 0·75—1·0 m mächtige Sandsteinlinse aufgeschlossen worden. Die Länge der Linse betrug etwa 10 m. Die Schichten des Kisceller Tons fallen hier nach 9^h 7° ein.

Dieser Sandstein zeigt keine Schichtung. Er ist bläulichgrau; an seiner Oberfläche und entlang der Absonderungsflächen besitzt er eine gelbe oder bräunlichgelbe Farbe. Dieser gelbliche Sandstein bildet eigentlich die äussere Hülle des blauen inneren Materials, bei einer wechselnden Mächtigkeit zwischen 2 und 20 cm. Diese gelbe Kruste ist — wie es weiter unten noch eingehend gezeigt wird — durch Oxydation entstanden. Die kleinsten Sandsteinblöcke zwischen den Absonderungsfugen, deren Durchmesser

10 cm nicht übersteigt, sind manchmal fast vollständig gelb gefärbt, nur in der Mitte findet man geringe Mengen des nicht veränderten, bläulichgrauen Materials.

a) **Der bläulichgraue Sandstein** besteht überwiegend aus *Quarzkörnern* und untergeordnet aus einigen anderen Mineralen. Die Dimensionen der Quarzindividuen schwanken vorwiegend zwischen 0·083 und 0·166 mm. Das Bindemittel zwischen den mechanischen Komponenten besteht aus *Kalzit*, welcher oft Zwillingslamellen nach $-{}^{1}/_{2}R$ enthält. Der Kalzit scheint auf Grund der mikrochemischen Untersuchungen fast immer etwas Magnesiumkarbonat zu führen. Dieses Bindemittel ist oft sehr reichlich vorhanden, so dass die einzelnen Mineralkörner förmlich in ihm schwimmen, es bildet also einen Grundkitt. An einzelnen Stellen tritt das Bindemittel nicht so reichlich auf, sondern die einzelnen Körner berühren sich oft gegenseitig.

Der Kalzit als Bindemittel besteht aus einzelnen Kristallindividuen von durchschnittlich 0·08—0·17 mm Grösse. Mancherorts ist das Bindemittel auch in grösseren Dimensionen kristallographisch einheitlich ausgebildet, bis zu Grössen von 2 mm^2 (im Schnitt). Der Kalzit ist bei solchen Dimensionen ein einziges Kristallindividuum und in diesem liegen die Mineralkörner eingebettet. An einzelnen Stellen enthält der Kalzit ab und zu etwas *Limonit*, welcher sekundär entstanden ist. (Siehe weiter unten.)

Diese Struktur des Sandsteins, bei welcher nämlich die Quarzkörner und natürlich auch die übrigen Mineralkörner oft vollkommen von Kalzit umgeben sind, deutet darauf hin, dass während der Ausbildung des Bindemittels der Porenraum des Sandes noch immer so gross war, dass die Struktur des Sandes die lockerste sein musste (47·64% Porenraum).

Das Porenvolumen der Sandmassen hängt nicht bloss von der Kornzusammensetzung, sondern auch von der Entstehungsweise des Sandlagers ab. Die in sehr langsam fliessenden oder stehenden Gewässern allmählich zum Absatz kommenden Sande weisen eine sehr dichte Lagerung auf. Das Porenvolumen von Sanden, welche bei sehr schnellem Ablauf eines Hochwassers zum Absatz gelangten, nähert sich oft dem theoretischen maximalen Wert, während der Porenraum des aus stagnierendem Wasser abgesetzten, feinen Sandes in der Nähe der theoretischen unteren Grenze der dichtesten Lagerung liegt (25·95%).

Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Sandeinlagerungen mit grossem Porenvolumen, aus welchen diese Sandsteine hervorgegangen sind, aus den einstigen Ufergebieten gelegentlich stärkerer Regenperioden durch die mit grösserer Geschwindigkeit ins Meer fliessenden Wassermassen, oder

eventuell infolge stärkerer Meeresströmungen in die sonst viel feinerkörnige, tonige Ablagerung hineingekommen sind.

Die *Quarz*körner sind im allgemeinen 0·08—0·25 mm gross, mit eckigen Konturen. Einige Körnchen sind etwas stärker abgerundet, aber sie erreichen nicht die oft typische Abrundung des Flugsandes, d. h. der Sand wurde nicht durch den Wind transportiert. Wenn etwas Material trotzdem der Wirkung des Windes ausgesetzt war, so dürfte die Menge desselben sehr gering gewesen sein.

Die Quarzkörner sind meistens farblos, durchsichtig, manchmal sind sie trüb, etwas seltener rosa gefärbt. Sehr allgemein verbreitet sind Flüssigkeitseinschlüsse in den Quarzkörnern, oft mit beweglichen Libellen, welche aus Kohlensäure bestehen. Ein sehr grosser Teil der Flüssigkeitseinschlüsse entbehrt jedoch die bewegliche Libelle.

Diese Einschlüsse sind entweder regellos verteilt, oder aber in Reihen und Zügen manchmal sehr gedrängt angeordnet. Zwischen den verschieden langen, einzelnen Zügen sind ziemlich einschlussfreie Stellen vorhanden. Die sehr kleinen Einschlüsse dürften zum Teil wahrscheinlich Gaseinschlüsse darstellen.

Dieser ziemlich grosse Reichtum an Flüssigkeitseinschlüssen charakterisiert den Quarz der Tiefengesteine und die aus ihnen hervorgegangenen orthogenetischen kristallinen Schiefer. Auf Grund dieser Einschlüsse scheint es unzweifelhaft zu sein, dass ein grosser Teil der Quarzindividuen des Kisceller Tons aus dem kristallinischen Grundgebirge stammt.

Die rosafarbenen Quarzkörnchen sind oft in ihrer ganzen Masse einheitlich dilut gefärbt, ohne färbende Einschlüsse. Das gleiche lässt sich von manchen bräunlichgelben Quarzen feststellen. Einige rosa Quarze sind durch sehr kleine Einschlüsse von Hämatitschüppchen gefärbt. In einem Quarzkorn wurden drei sehr kleine Rutilkriställchen von prismatischem Habitus mit bipyramidalen Terminalflächen beobachtet.

Oft enthalten die Quarzkörner schwarze, opake, punktähnliche Einschlüsse in grösseren Mengen, wodurch sie mehr oder minder undurchsichtig werden.

Sehr selten zeigt die Form der Quarzindividuen einen schwachen Idiomorphismus: das Körnchen ist in der Richtung der Hauptachse etwas länglich und an dem einen Ende sind noch schwache Spuren der scheinbar bipyramidalen Ausbildung vorhanden. Diese Körner dürften kleine, aufgewachsene Kristalle gewesen sein, die in den Spalten der kristallinischen Gesteine oder der Budaer Dolomite auf hydrothermalem Weg entstanden sind.

Die Auslöschung der Quarzkörner ist im allgemeinen normal einheitlich, aber viele Körner löschen undulös aus. Diese undulöse Auslöschung deutet auf einen Ursprung aus gepressten Gesteinen (kristallinen Schiefern) hin.

Es sind auch ziemlich viele Aggregate von sehr kleinen Quarzkörnchen zu beobachten. Die Form der einzelnen Körnchen dieser Aggregate ist regellos. In den Aggregaten sind oft winzig kleine, längliche, farblose Schüppchen — mit ziemlich starker Licht- und Doppelbrechung — vorhanden. Diese dürften wahrscheinlich Serizitblättchen sein.

Nach dem Quarz tritt scheinbar der *Glaukonit* in grösserer Menge im Sandstein auf. Die Glaukonitkörner sind bläulichgrün, in durchfallendem Licht gelblichgrün. Im Inneren sind die Körner meistens ziemlich trüb, wodurch ihre Durchsichtigkeit ziemlich stark herabgesetzt wird: sie sind meistens nur durchscheinend. Die Körner besitzen kugelige, ellipsoidale oder ganz unregelmässige Formen. Manchmal zeigen sie eine fleckige Färbung: Die Grundfarbe ist ein dunkleres Bläulichgrün, worin hier und da viele hellere Flecke zu sehen sind.

Die Glaukonitkörner sind verhältnismässig gross, sie besitzen meistens Dimensionen von 0·14—0·18 mm; die grössten erreichen 0·3—0·4 mm im Durchmesser.

Der Sandstein enthält verhältnismässig viel *Magnetit*. Die Körnchen desselben sind meist stark abgenutzt, sie sind manchmal von fast vollkommen kugeliger Gestalt, oft sind sie stark gestreckt. Ihre Oberfläche ist meistens glänzend, seltener matt. Manchmal kann man noch die Spuren der Oktaederflächen bemerken. Sehr selten sind auch einige Zwillinge nach dem Spinellgesetz zu beobachten. Selten ist der äussere Teil der Magnetitkörnchen teilweise in Limonit umgewandelt.

Der *Pyrit* ist ein wichtiger Gemengteil des Sandsteins. Die Menge desselben ist aber etwas geringer, wie im Kisceller Ton aus der Tongrube der Gebrüder Bohn (siehe auf pag. 124). Der Pyrit kommt in sehr kleinen Oktaedern vor, welche manchmal einzeln, selbständig vorkommen; oft sind die kleineren Oktaeder in kleinere oder grössere Haufen gruppiert und verwachsen. Diese Gruppen sind sehr oft stabförmig, oder im allgemeinen länglich. Die einzelnen Pyritoktaeder sind meistens 0·016—0·025 mm gross; die Gruppen sind 0·066—0·133 mm lang, manchmal ist die Länge noch grösser und erreicht 0·2—0·3 mm.

Ein kleiner Teil des Pyrits kommt auch in kugelförmigen oder ellipsoidalen, stark glänzenden Körnern vor; dieselben erreichen manchmal Dimensionen bis 0·12 mm. Einige der erwähnten Pyritgruppen sind mit Quarz unregelmässig verwachsen, d. h. das Quarzkörnchen dringt teilweise in den

Pyrit hinein. Diese Erscheinung lässt sich durch die Bildung der Pyritkörner am Meeresboden erklären: während der Ausscheidung des Eisenbisulfids sind einzelne Sandkörner teilweise durch Eisenbisulfid umschlossen worden. Sehr wahrscheinlich dürften einzelne kleinere Sandkörnchen vollständig — als Einschlüsse — in manchen Pyritkörnern eingeschlossen sein.

Die Oberfläche der Pyritkörner ist durchaus frisch, glänzend; nur selten lassen sich Spuren einer Limonitisierung bemerken. Sehr selten findet man vollständige Limonitpseudomorphosen nach Pyrit.

Unter den *Feldspaten* sind *Mikrokline* und *Plagioklase* sehr häufig, dagegen scheint der *Orthoklas* etwas untergeordneter zu sein.

Die Plagioklase bilden Zwillinge nach dem Albitgesetz, etwas seltener sind Zwillinge nach dem Periklin- und nach dem Albit + Karlsbader Gesetz. Auf Grund ihrer Lichtbrechung und Auslöschung gehören sie vorwiegend in die Reihe der *Oligoklase.* Sie sind immer frisch, gut durchsichtig. Einzelne Körnchen sind jedoch trüb; manche enthalten kleine Magnetiteinschlüsse. Die Körner sind oft nach (001) oder (010) abgeplattet.

Die *Mikroklin*körner sind meistens tafelförmig nach (001) und in diesem Fall ist die Gitterstruktur immer sehr auffallend. Die Auslöschung auf der Basisfläche beträgt auf Grund von 20 Messungen (an vier Körnchen) im Mittel 16·5°. Die Mikrokline enthalten manchmal schwarze, opake Erzkörnchen als kleine Einschlüsse von mehr oder weniger kugeliger Form.

Auch der *Chlorit* ist ziemlich reichlich in grünen oder gelblichgrünen Schüppchen vorhanden. Der Pleochroismus desselben ist ziemlich stark: γ = bläulichgrün, α' = sehr blass gelblichgrün. Als Einschlüsse sind kleine Magnetitkörnchen sehr häufig.

Der *Muskovit* kommt in sehr frischen Schüppchen in ziemlich grosser Anzahl vor. Einige Schüppchen enthalten sehr kleine Einschlüsse von schwarzen Magnetitkörnchen.

Der *Biotit* tritt etwas spärlicher auf, teils in frischen, braunen, teils in etwas baueritisierten, bräunlichgelben Schuppen. Als Einschlüsse im Biotit sind Magnetit und Sagenit beobachtet worden.

Schalen von verschiedenen *Foraminiferen* sind ziemlich häufig vorhanden, teilweise mit Pyrit ausgefüllt.

Das Gestein wird durch verhältnismässig viel *Zirkon* charakterisiert. Die meisten Zirkonkörner lassen noch den ursprünglichen Kristallhabitus entziffern. Die Prismenzone ist immer vorherrschend, an den beiden terminalen Enden mit bipyramidaler Begrenzung. Oft sind die Enden der Kristalle gänzlich oder teilweise abgebrochen. Manchmal sind die Körner sehr stark abgerundet. Die Zirkone sind grösstenteils farblos, es sind aber

auch einige rosafarbene vorhanden. Die farblosen Kriställchen sind im allgemeinen weniger stark abgerundet als die rosafarbigen.

Die farblosen Zirkone treten in zwei Typen auf: 1. in dünnen, beinahe nadelförmigen, scharfen Kristallen, welche an den beiden Enden bipyramidale Ausbildung zeigen und 2. in kurzen, gedrungenen Kriställchen. Mitunter sind die Kriställchen nicht nur terminal, sondern auch in der Prismenzone scharfkantig abgebrochen. Die rosafarbenen Zirkone haben einen kurz prismatischen, gedrungenen Habitus. Die terminalen Flächen gehören Bipyramiden an. Die nähere Bestimmung dieser letzteren ist (in beiden Varietäten) durch mikroskopische Beobachtung nicht möglich (infolge der kleinen Dimensionen). Die etwas grösseren, rosafarbenen Zirkone zeigen einen schwachen Pleochroismus: ε = hell bräunlichrosafarben, ω = hellrosa. Fast alle Zirkone enthalten die bekannten, für die Zirkone charakteristischen Einschlüsse, darunter manchmal auch schwarze, opake Erzkörnchen.

Vereinzelt wurde an einigen Zirkonen auch ein charakteristischer, schaliger Bau beobachtet, auffallend scharf geradlinig in der Prismenzone.

Die Zirkone sind demnach von derselben Beschaffenheit, wie im Ton des Wellenbades beim Gellért-Berg.

Ein einzigesmal wurde in einem farblosen Zirkonkörnchen ein sehr kleines, harzgelbes Körnchen von *Rutil* beobachtet. Die Hauptachsen der beiden Minerale lagen in paralleler Stellung. Der Rutil wurde auch mikrochemisch nachgewiesen: in einem Platinlöffel wurde der Zirkon mittels Natriumkarbonat aufgeschlossen und in dem schwefelsauren Auszug ist die Anwesenheit des Titans durch Hydrogensuperoxyd festgestellt worden.

Der *Rutil* wurde oft beobachtet. Seine Körnchen sind teils stark abgeschliffen und abgerundet, von elliptischem Durchschnitt, teils ziemlich scharf, von prismatischem Habitus, mit Bipyramidenflächen an den Polen. Auch abgebrochene, scharfkantige Splitter sind öfters zu beobachten, an welchen höchtens nur einige Spuren des ursprünglichen prismatischen Habitus zum Ausdruck kommen. Zwillinge nach (101), oder seltener nach (301) wurden ebenfalls beobachtet. Die letzteren zeigen — indem die Kanten und Ecken stark abgenutzt wurden — wirklich herzähnliche Formen.

Die Rutilkörner gehören auch hier zweierlei Varietäten an: 1. einer helleren Varietät von hell harzgelber Farbe und 2. einer dunkleren Varietät von dunkel gelblichbrauner Farbe. Die ersteren zeigen den folgenden Pleochroismus: ε = harzgelb, ω = hell harzgelb, die letzteren: ε = gelblichbraun, ω = hellgelb. Die Rutile enthalten ab und zu schwarze, opake Erzkörnchen als Interpositionen.

Kleine Bruchstücke von *dichtem Kalkstein,* weiters *Kalzit-* und *Dolomit*körnchen in scharfen Rhomboedern sind ebenfalls nachgewiesen worden.

Turmalin kommt meistens in Körnern von prismatischem Habitus vor, welche manchmal auch schwache Spuren des Hemimorphismus aufweisen. Einige Körnchen sind aber sehr stark abgerundet. Auch scharfe Turmalinsplitter mit frischen, unebenen Bruchflächen sind oft zu sehen. Auf Grund des starken Pleochroismus kann man zwei Varietäten der Turmaline unterscheiden. Einige zeigen folgende Farbtöne: ω = dunkel graulichblau, ε = hell rosafarben; für die meisten sind: ω = dunkel kaffeebraun, ε = hell teegelb. Die Körner führen manchmal sehr kleine, opake, schwarze Erzkörnchen als Interpositionen.

Nicht selten beobachtet man farblose oder graugelbe *Chalzedon-*Körnchen. Dieselben sind radiale Sphärolithe, mit radial faseriger Auslöschung. Die Körnchen sind scharf eckig, mit flach muscheligem Bruch. Diese Chalzedonkörner dürften wahrscheinlich aus den Hornsteinen der mesozoischen Kalksteine und Dolomite herstammen.

Granate sind häufig zu beobachten, teils in stark abgerundeten Körnern, teils in scharfkantigen Splittern. Man kann zwei Varietäten unterscheiden: 1. eine dunklere Varietät von bräunlicher Rosafarbe und 2. eine blass rosafarbene Abart. Alle sind vollkommen isotrop. Einige enthalten sehr kleine Einschlüsse von einem opaken, schwarzen Erz (Magnetit?).

Der *Amphibol* kommt ziemlich spärlich vor. Seine Körnchen sind fast immer von prismatischem Habitus. Die prismatischen Spaltflächen sind glänzend; die beiden Enden der Körner sind teils etwas abgerundet, teils einigermassen scharf. Der weitaus grösste Teil der Amphibole gehört in die Gruppe der *grünen Amphibole,* mit folgendem Pleochroismus: γ = bläulichgrün, α' = blass bräunlichgrün; die Auslöschung an den Prismenflächen beträgt durchschnittlich 18°. Einige Amphibole sind ***braun*** mit folgendem Pleochroismus: γ = dunkelbraun, α' = hell gelblichbraun; die Auslöschung auf (110) beträgt 11°.

Selten findet man Körnchen von *Staurolith* und zwar in der Form von scharfen Splittern, welche in der Richtung der Hauptachse oft etwas gestreckt sind. Die Auslöschung zur Längsrichtung ist gerade. Manchmal besitzen die Körner mit frischen Bruchflächen ganz regellose Formen. Der Pleochroismus der Körner ist ziemlich auffallend: γ = hell bräunlichgelb, α' = sehr blassgelb. Als Interpositionen sind in manchen Körnern schwarze, opake Erzkörnchen beobachtet worden.

Korund wurde im untersuchten Material nur einmal gefunden. Das Körnchen hatte eine regellose Gestalt und einen schwachen Pleochroismus: ε = hell grünlichgelb, ω = hell graulichblau.

b) **Die äussere, gelbe Zone des vorigen Sandsteins.** Der bläulichgraue Sandstein wird durch eine scharfe Grenze von der gelben, äusseren Sandsteinzone abgegrenzt. Dieser äussere Teil besteht im wesentlichen aus denselben Mineralen, wie der innere bläulichgraue Sandstein, namentlich weit überwiegend aus *Quarz.* Die Quarzkörner scheinen megaskopisch grau und milchweiss zu sein, mit durchschnittlich denselben Dimensionen, wie im bläulichgrauen Sandstein. Manche Quarzkörner erreichen Grössen bis 2 mm im Durchmesser. Ausserdem treten dieselben Minerale auf, wie im vorigen Gestein, aber ohne *Pyrit.* Die wichtigsten Unterschiede gegenüber dem soeben beschriebenen Gestein sind die folgenden:

Die *Glaukonit*körner sind manchmal frisch, durch und durch bläulichgrün gefärbt. Andere Glaukonite sind zwar grün, aber ihre äusseren Partien sind teilweise oder ganz gelb, oder gelb gefleckt. Die Glaukonitkörner enthalten manchmal auch in den inneren Teilen Körner von Limonit.

Aus diesen Daten geht klar zum Vorschein, dass der Eisengehalt der Glaukonitkörner teilweise oxidiert wurde.

Auch die Oberfläche mancher Magnetitkörnchen ist stark limonitisiert, obwohl die meisten Magnetite frisch, metallisch glänzen.

Die *Chlorite* sind sehr stark gebleicht, meistens von blassgelblicher Farbe und infolgedessen zeigen sie die folgenden pleochroitischen Farben: γ = blass gelblichgrün, α' = sehr blassgelb, fast farblos. Die Schüppchen sind oft etwas aufgeblättert. Sie führen gewöhnlich kleine *Limonit*körnchen von kugeliger, oder ellipsoider Gestalt, welche längs der Spaltrisse — manchmal in etwas grösseren Gruppen — angeordnet sind.

Auch die *Biotite* sind meistens ziemlich stark gebleicht, also *baueritisiert.* Sie enthalten oft — längs der Spaltrisse — winzige Limonitkörnchen, welche aus dem Eisen herstammen, das infolge der Baueritisierung aus dem Biotitmolekül frei wurde. Manchmal sind die gebleichten Biotitschuppen etwas aufgeblättert. Der Pleochroismus dieser Biotite wird besonders durch die folgenden Werte charakterisiert: γ = gelb, α' = sehr blassgelb bis farblos. Einige Biotite wurden mehr oder minder chloritisiert. Nur einzelne Biotite sind im ursprünglichen Zustand erhalten geblieben.

Die *Muskovit*blättchen zeigen gar keine Spuren einer Umwandlung.

Das Gestein enthält sehr viele bräunlichgelbe, kleine *Limonit*körnchen. Einige derselben sind scheinbar sehr gross (Durchmesser bis 1—2 mm). Aber diese kugeligen oder ellipsoiden, grossen Limonite bilden meist nur den äusseren Überzug von Quarzkörnern. Die Gestalt der kleinen Limonitkörnchen ist oft unregelmässig. An einigen Körnchen kann man jedoch den oktaedrischen Habitus des ursprünglichen Pyrits beobachten. Die Foraminiferenschalen sind hier anstatt des Pyrits durch Limonit ausgefüllt.

In diesem Sandstein kommen auch einige Fragmente von *Lignit* vor. Dünne (1—5 cm) Lignitschmitze und kleine Stückchen von Lignit sind im Kisceller Ton nicht eben selten und wurden in der unteren Abteilung der grossen Tongrube der Aktiengesellschaft Gebrüder Bohn, in der nördlich davon liegenden, verlassenen und teilweise aufgefüllten alten Tongrube, im Ton des Beckens des Wellenbades in der Anlage des Gellért-Bades, in Budaörs, am Péter-Berg usw. beobachtet.

Die übrigen Minerale dieses gelben Sandsteins zeigen keine grösseren Unterschiede gegenüber den Gemengteilen des graulichblauen Sandsteins. Neben den Foraminiferenschalen kommen auch Bruchstücke von Molluskenschalen vor.

Das *Bindemittel* des Sandsteins besteht auch hier grösstenteils aus *Kalzit*. Aber dieser Kalzit wird durch einen reichen Gehalt an *Limonit* charakterisiert. Die Limonitsubstanz ist sehr verschieden verteilt. Ein Teil derselben bildet die äussere Hülle der Kalzitindividuen, d. h. das Äussere der rhomboedrisch scharf ausgebildeten Kalzitindividuen besteht aus Limonit.

Die Kalzitindividuen des Bindemittels haben vorwiegend Dimensionen zwischen 0·8—0·17 mm; sie sind teils xenomorph, teils idiomorph in scharf ausgebildeten Rhomboedern. Der mittlere Teil — der Kern — der Rhomboeder besteht aus Kalzit, welcher nach aussen in Limonit übergeht. Der xenomorph ausgebildete Kalzit zeigt oft in grösserer Ausdehnung dieselbe einheitliche Orientation und er ist öfters polysynthetisch verzwillingt nach $-\frac{1}{2}$ R. In dieser einheitlich orientierten, grösseren Kalzitmasse sitzen die Sandkörner eingebettet.

Manchmal füllt der Kalzit ehemalige, längliche Lücken zwischen den Sandkörnern aus. In diesem Fall sitzen oft im mittleren Abschnitt der einstigen Lücken *Limonit*körnchen und zwar in einzelnen, etwas länglichen, 0·08—0·5 mm langen und 0·03—0·07 mm dicken Gruppen. Die Längsachse derselben verläuft ungefähr parallel zur Längsrichtung der einstigen spaltförmigen Lücken, die manchmal eine Weite von 0·2 mm erreichen. Die zwischen den Limonitgruppen vorhandenen limonitfreien Partien werden durch Kalzit ausgefüllt. Dieser vorwiegend aus Limonit gebildete Kern wird durch *Kalzit* umgeben, der die Spalten ganz ausfüllt. Dieser randliche Kalzit zeigt faserige Textur. Die Faserachsen stehen ungefähr senkrecht zur Umrandung der Spalten. Die Faserachse fällt zugleich mit der optischen Achse des Kalzits zusammen, daher löschen die Fasern — zu ihrer Längsrichtung gemessen — gerade aus. In diesem faserig ausgebildeten Kalzit sitzen oft kleine, gedrungen stabförmige Limonitkörnchen derart geordnet, dass ihre Längsrichtungen zur Umrandung der Spalte

senkrecht — d. h. parallel zur optischen Achse der einzelnen Kalzitfasern — verlaufen.

Manchmal besteht das Bindemittel zwischen den Sandkörnern aus einer optisch einheitlichen, xenomorphen Kalzitmasse von kugeliger-ellipsoidaler Gestalt. Seltener wird der länglich ausgebildete, optisch einheitlich orientierte, xenomorphe Kalzit infolge von Einschnürungen einem Rosenkranz ähnlich. Diese mittlere Kalzitsubstanz ist oft nach $-\frac{1}{2}R$ zwillingslamelliert und wird von faserigem Kalzit umgeben. Entlang der Berührungsflächen zwischen der mittleren, nicht faserigen und der äusseren, faserigen Kalzitsubstanz sitzen oft sehr kleine Limonitkörnchen in sehr verschiedener Menge. Ist der mittlere Kalzit kugelig, so zeigen die äusseren Kalzitfasern eine radiale Anordnung. (Siehe auf Tafel I die Abbildungen 1, 3, 4, 5.)

Stellenweise tritt in kleineren Flecken statt des Kalzits und Limonits farbloser *Baryt* als Bindemittel auf (Tafel I, Abbildung 2).

Um die Anwesenheit des Baryts verstehen zu können, müssen wir an zwei Möglichkeiten seiner Bildung denken. 1. Der Baryt lässt sich als Absatz nahe gelegener einstigen Quellen erklären. 2. Der Baryt konnte eventuell auch aus dem Kalzitbindemittel des Sandsteins durch Einwirkung der — infolge Oxydation aus dem ursprünglichen Pyrit hervorgegangenen — Sulfate entstanden sein, falls das Bindemittel Baryumkarbonat als isomorphe Beimischung enthalten hätte.

Die zweite Entstehungsweise wäre nur dann möglich, wenn das Kalzitbindemittel die rhomboedrische, bei gewöhnlicher Temperatur labile Modifikation des Baryumkarbonats in isomorpher Mischung wirklich in genügender Menge enthielt. In diesem Fall wäre das ursprüngliche Bindemittel eigentlich ein rhomboedrischer Barytokalzit, nach Breithaupt *Neotyp*, ähnlich dem Mineral von Långban. Ähnliche Kristalle mit wechselndem Verhältnis von $CaCO_3-BaCO_3$ lassen sich auch künstlich herstellen.

Zur Feststellung des Baryumgehaltes im ursprünglichen Bindemittel wurde der bläulichgraue Sandstein mit kochender Salzsäure (1 : 1) behandelt. In der Lösung konnte kein Baryum nachgewiesen werden.

Infolgedessen konnte auf dem zweiten Wege kein Baryt entstehen.

Dagegen ist der Baryt aller Wahrscheinlichkeit nach aus Quellen ausgeschieden worden. Diese Meinung wird auch dadurch unterstützt, dass der Baryt zwischen den Sandkörnern nur im gelben Sandstein vorkommt, d. h. in der Nähe der Risse und Spalten, während man im inneren grauen Teil der Sandsteinblöcke, also weiter entfernt von den Rissen, gar keine Spuren von Baryt findet. Diese Auffassung wird auch durch den Umstand bekräftigt, dass beim Bau des Wellenbades an der Oberfläche der äusseren gelben Zone eines Sandsteinblockes einige sehr kleine,

blassgelbe, tafelige Barytkriställchen beobachtet wurden (Kombination {110} und {001}).

In der unmittelbaren Nachbarschaft des Wellenbades wurden Barytkristalle öfters gefunden, besonders in den Spalten des Budaer Mergels, der hornsteinführenden Breccie und der Strandkonglomerate. Diese Barytvorkommnisse wurden schon seit längerer Zeit auf die Tätigkeit der Vorgänger der heutigen Thermen zurückgeführt.[1] Es liegt kein Grund vor, die Bildung des Baryts in den Spalten und in der Nähe der Spalten im Sandstein nicht der Tätigkeit dieser Thermen zuzuschreiben.

Auf Grund dieser Untersuchungen hat sich klar herausgestellt, dass die Bildung der gelben Kruste des Sandsteins im wesentlichen durch genau dieselben Umwandlungen bedingt wurde, welche die Umgestaltung des blauen Tons in gelben Ton auch gegenwärtig hervorrufen. Namentlich werden die im grauen Sandstein vorhandenen Pyritkörner in den äusseren Teilen der Sandsteinblöcke, wo sie der Luft und dem Wasser leicht zugänglich sind, oxydiert. Der Oxydation zufolge wird der Eisengehalt des Pyrits letzten Endes in Limonit umgewandelt. Ein geringer Teil des Bindemittels im Sandstein wird durch die gebildete Schwefelsäure zerlegt und in Kalziumsulfat umgewandelt. Die Menge dieser letzten Verbindung ist gering, weil der Sandstein, ebenso wie der blaue Ton, nur wenig Pyrit enthält. (Vergleiche die chemischen Analysen im letzten Kapitel.) Das Kalziumsulfat wird von dem nach unten sickernden Wasser gelöst und durch die Risse, Spalten und Poren des Sandsteins bis zur Oberfläche des Tons hinabgeführt. Hier wird ein Teil des Wassers durch den Ton aufgenommen, der grösste Teil desselben sickert aber langsam teils auf der Oberfläche des Tons, teils in den etwas sandigeren Schichten nach SO gegen den Duna-(Donau-)Strom. Ein Teil des gelösten Kalziumsulfats scheidet sich hier, in dem unter dem Sandstein liegenden Ton, als Gips in eingewachsenen Kristallen und Kristallrosetten oder als Fasergips aus. Während der Ausgrabung des Wellenbadbeckens haben wir im unter dem Sandstein liegenden Ton an mehreren Stellen Gipskristalle beobachtet.

An die Stelle des aufgelösten Kalzits hat sich der neu entstandene *Limonit* ausgeschieden. Dieser Vorgang lässt sich an den ursprünglich

[1] SCHRÉTER, Z.: Die Spuren der Tätigkeit tertiärer und pleistozäner Thermalquellen im Budaer Gebirge. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kgl. Ungarischen Geol. Reichsanstalt, XIX, p. 197–262.

SCHAFARZIK, F.: Rückblicke auf die Entwicklungsgeschichte der Budapester Thermen. Zeitschrift für Hydrologie, I, 1921, p. 57–61, Budapest, 1928.

SCHAFARZIK, F.—VENDL, A.: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Budapest (ungarisch), p. 29–30, Budapest, 1929.

idiomorphen rhomboedrischen Kalzitkristallen am besten beobachten: der Kern der Kristalle blieb im ursprünglichen Zustand mit unverändertem Kalzit, wogegen die äussere Zone der Kristalle aus einer Limonitpseudomorphose nach Kalzit besteht. An einzelnen Stellen sind die Kristalle gänzlich durch Limonitpseudomorphosen ersetzt.

Schematisch lassen sich diese Umwandlungen durch die folgenden bekannten Gleichungen ausdrücken:

$$FeS_2 + H_2O + 7O = FeSO_4 + H_2SO_4$$

Die gebildete Schwefelsäure tritt mit dem Kalzit des Sandsteins in folgende Reaktion ein:

$$CaCO_3 + H_2SO_4 = CaSO_4 + CO_2 + H_2O$$

Das entstandene Kalziumsulfat wird durch das im Überschuss vorhandene Wasser früher oder später gelöst und nach unten geführt.

Das Ferrosulfat wird weiter oxydiert:

$$6FeSO_4 + 3H_2O + 3O = 2Fe_2(SO_4)_3 + 2Fe(OH)_3$$

Das gebildete Ferrihydroxyd befindet sich anfangs als Sol in der Lösung, infolge einer Koagulation verwandelt es sich aber rasch in *Limonit.*

Sollte an derjenigen Stelle, wo der Pyrit oxydiert wurde, nicht genügend Kalzit vorhanden sein, so wird die überflüssige Schwefelsäure teilweise auf die Silikate einwirken, teilweise zur Oxydation des Ferrosulfats dienen.

Durch die Schwefelsäure werden besonders die Biotite und Chlorite stark angegriffen, gebleicht und mehr oder weniger zersetzt. Die Schwefelsäure wirkt auch auf die Plagioklase ziemlich energisch ein. Dabei werden Alkalien und Kalzium teilweise in Lösung übergeführt.[1]

Die Oxydation des Ferrosulfats in der Gegenwart von Schwefelsäure kann durch folgende Gleichung ausgedrückt werden:

$$2FeSO_4 + H_2SO_4 + O = Fe_2(SO_4)_3 + H_2O$$

In beiden Reaktionen wird aus dem Ferrosulfat, resp. aus einem Teil des Ferrosulfats Ferrisulfat gebildet.

Nun wirkt aber das Ferrisulfat auf die Metallsulfide im allgemeinen oxydierend ein. Sollte daher noch nicht oxydierter Pyrit vorhanden sein, so wird derselbe durch das Ferrisulfat oxydiert:

$$Fe_2(SO_4)_3 + FeS_2 = 3FeSO_4 + 2S$$

[1] Doelter, C.: Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, 3. Teil, p. 234.

Der entstehende Schwefel oxydiert sich in statu nascenti zu Schwefeldioxyd, schwefeliger Säure und schliesslich zu Schwefelsäure. Das entstandene Ferrosulfat oxydiert sich weiter zu Ferrisulfat und Ferrihydroxyd.

Sollte kein Pyrit mehr vorhanden sein, so spaltet sich das Ferrisulfat:

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightleftarrows 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4$$

Bei der letzten Umwandlung stellt sich ein Gleichgewicht ein. Wenn aber die Schwefelsäure aus dem System entfernt wird, dann geht die Umwandlung im Sinne des oberen Pfeiles vor sich und das Eisen des Ferrisulfats wird vollständig in Ferrihydroxyd übergeführt.

Nun wird aber die freie Schwefelsäure immer entzogen, indem ihre ganze Menge zur Zersetzung der Karbonate und einzelner Silikate verbraucht wird.

Als Endresultat der Oxydation wird langsam die ganze Menge des Pyrits in Limonit übergeführt.

Aus all diesen Betrachtungen geht hervor, dass der grosse Unterschied zwischen dem bläulichgrauen und dem gelben Sandstein durch den Pyrit bedingt wird. Die bläulichgraue Farbe des Sandsteins wird durch die kleinen Pyritkörner hervorgerufen. Infolge der Oxydation des Pyrits ist Limonit entstanden und die gelbe Farbe wurde durch den Limonit herbeigeführt. Während der Prozesse der Limonitbildung sind Biotit, Chlorit und ein Teil der feinsten Feldspatkörner teilweise zersetzt worden. Die Glaukonitkörner und wahrscheinlich auch einige Amphibole werden teilweise oxydiert.

Im Ton gehen genau dieselben Umwandlungen vor sich.

2. Sandsteine aus den nördlichen Gebieten des Kisceller Tons.

Die an anderen Stellen vorhandenen Sandsteineinlagerungen im Kisceller Ton zeigen im wesentlichen dieselben Eigenschaften, wie die oben beschriebenen. Grössere Unterschiede äussern sich manchmal im Schwanken der Mengen des Muskovits und des Kalzit-Bindemittels.

Die Sandsteinbänke, welche in den Tongruben von Óbuda aufgeschlossen sind, enthalten im allgemeinen ziemlich viel Muskovit und sind etwas lockerer; die äusseren oxydierten Partien derselben können manchmal auch schon durch den Druck der Finger mehr oder weniger zerrieben werden. Immerhin gibt es auch hier einzelne Vorkommnisse, wo der Sandstein wieder eine etwas grössere Festigkeit besitzt.

Der Sandstein im Kisceller Ton der östlichen Lehne des Hunyadi-Orom kommt als linsenförmige Einlagerung im Garten der Englischen Schwestern vor und wurde beim Bau der Entwässerungsanlagen aufgeschlossen. Dieser Sandstein zeigt eine grosse Ähnlichkeit mit dem gelben, äusseren Teil des beschriebenen Gesteins aus dem Becken des Wellenbades, er ist aber reicher an Bindemittel aus Kalzit. Das Bindemittel besteht stellenweise aus reinem Kalzit (mit etwas Mg) ohne Limonit. Der überwiegende Teil desselben wird durch Kalzitindividuen gebildet, die nach aussen in Limonit übergehen, so dass der äussere Teil der Rhomboeder aus Limonit besteht. An einzelnen Stellen wird der Kalzit vollständig durch Limonitpseudomorphosen ersetzt.

In diesem Gestein sind die *Quarz*körner etwas kleiner, als im Gestein des Wellenbadbeckens, namentlich von 0·048—0·13 mm Durchmesser. Die *Magnetit*körnchen sind frisch, seltener sind sie etwas limonitisiert, aber nur an der Oberfläche. Die *Biotite* zeigen fast immer eine sehr starke Bleichung infolge Baueritisierung, dementsprechend besitzen sie die folgenden pleochroitischen Farbentöne: γ = hell grünlichbraun, oder bräunlichgelb, α' = sehr hellgelb, eventuell fast vollkommen farblos. Auch die Chlorite sind stark zersetzt, gebleicht, manchmal teilweise in Limonit umgewandelt. Der *Glaukonit* kommt ziemlich häufig vor, aber doch mehr untergeordnet, als im Gestein des Wellenbades. Zwei kleine Amphibolkörnchen mit ziemlich starker Lichtbrechung, aber sehr schwacher Doppelbrechung zeigten den folgenden Pleochroismus: γ = dunkelblau, mit violettem Stich, α' = hell grünlichblau ins Violett. Die Auslöschung auf der Spaltfläche beträgt nur einige Grade.

Der Sandstein enthält viele dünne *Kalzit*adern, welche manchmal eine Dicke von 3 mm erreichen. Diese Äderchen haben milchweisse Farbe.

Die Foraminiferenschalen im Sandstein enthalten *Limonit*körnchen oder sie sind eventuell vollständig mit Limonit ausgefüllt.

C) TONSCHIEFERGERÖLL.

(Tafel 1, Abb. 6.)

Im Kisceller Ton findet man oft einige mm grosse, seltener noch grössere Gerölle, welche meistens aus Quarz bestehen. In der unteren Grube der «Ujlaki»-Ziegelfabrik neben der Bécsi út, wurde ein grösseres Geröll aus Tonschiefer — wahrscheinlich paläozoischen Alters — gefunden.

Dieses dunkel schwärzlichgraue Tonschiefergeröll hatte die folgenden Dimensionen: Länge 2 cm, Breite 1·5 cm, Dicke 0·5 cm. Die Gestalt war nach der Schichtung abgeplattet und an allen Seiten sehr glatt abgewetzt.

Das Gestein besteht überwiegend aus sehr kleinen *Quarz*körnern, mit unregelmässigen Konturen. Wenn sich die Quarzkörner gegenseitig unmittelbar berühren, dann treffen sie sich meistens mit ziemlich geraden Konturlinien. Seltener berühren sich die Körner mit buchtigen, verzahnten Konturen, wodurch sie miteinander in einer verzahnten Struktur verwachsen erscheinen.

Die Quarzkörner sind überwiegend 0·015—0·033 mm gross; ziemlich häufig sind noch Körnchen von 0·008—0·015 mm und 0·049 mm Durchmesser. Noch grössere Quarzkörner sind ziemlich selten zu beobachten. Der Quarz kommt stellenweise in 0·17—0·33 mm dicken Lagen und Adern vor, welche aus etwas grösseren (0·049—0·08 mm) Körnern bestehen. Seltener sind diese Adern und Lagen mächtiger (bis fast 1 mm dick) und in diesen erreichen manche Quarze Längen bis 0·34 mm. In den Quarzkörnern der Lagen und Adern beobachtet man stellenweise Limonitknollen, welche aus einzelnen sehr kleinen Limonitkörnchen zusammengehäuft sind. Flüssigkeitseinschlüsse, manchmal mit beweglichen Libellen, gehören in den Quarzkörnern nicht zu den Seltenheiten.



Abbildung 23. Kalzit und Quarz im Tonschiefer.
(Lineare Vergrösserung = 1 : 43.)

In den Quarzadern kommt ziemlich viel *Kalzit* in einheitlicher Orientierung vor (Abb. 23). Die Mächtigkeit der Kalzite steigt bis 0·49—0·66 mm. Der Kalzit bildet keine zusammenhängenden Lagen, sondern seine einheitlich orientierte Masse wird durch Quarzkörner in einzelne Teile gegliedert. Im Kalzit sieht man kleine Limonitpseudomorphosen nach Pyrit, besonders in den äusseren Teilen. Diese Limonitkörnchen zeigen im Dünnschliff oft dreieckige, oder viereckige Konturen infolge der Oktaederform des ursprünglichen Pyrits; manchmal sind sie kugelig, oder von regelloser Gestalt; oft sind sie faserig ausgebildet, wobei die Faserachsen manchmal parallel zum Rand der Kalzitader verlaufen.

Der *Muskovit* bildet einen wichtigen Gemengteil im Gestein, in der Form von sehr kleinen, farblosen Blättchen *(Serizit)*, deren Durchmesser vorwiegend zwischen 0·02 und 0·07 mm schwanken; zahlreiche Blättchen sind viel grösser, bis 0·1 mm Durchmesser. Daneben sind auch äusserst

kleine Blättchen vorhanden. Die Muskovitblättchen schmiegen sich mehr oder weniger der Schichtung des Gesteins an.

Der *Chlorit* ist ebenfalls ein wichtiger Gemengteil. Seine Blättchen sind ungefähr so gross, wie die kleinen Muskovite und zeigen einen ziemlich starken Pleochroismus: γ = sehr blass grasgrün, β = blass gelblichgrün, α = sehr blassgelb, fast farblos. Sie zeigen im Dünnschliff eine blaugraue Interferenzfarbe.

In den obenerwähnten Quarzadern beobachtet man ebenfalls Chlorite. Diese sind viel grösser (vorwiegend 0·08—0·16 mm), als die vorigen. Diese Chloritblättchen kommen besonders in den randlichen Teilen der Quarzadern in grösserer Anzahl vor. Sie zeigen im Dünnschliff eine indigoblaue Interferenzfarbe. Die kleinen Chlorite sind im allgemeinen nach der Schichtung geordnet; aber an mehreren Stellen kann der Zusammenhang mit der Schichtung ebenso, wie bei den Muskoviten, nicht beobachtet werden.

Das Gestein enthält ziemlich viel *Pyrit*, teils in kleinen Körnern von 0·007—0·014 mm Durchmesser, teils in grösseren Knollen, deren Grössen meistens zwischen 0·0498—0·0996 mm schwanken, seltener bis 0·15 mm steigen. Diese Knollen sind mehr oder weniger kugel- oder ellipsoidförmig, oder von regelloser Gestalt. Sie bestehen aus einem Haufen von kleinen *Pyrit*körnchen, welche dicht verwachsen sind. Die kleinen Pyritkörnchen sind manchmal länglich, faserartig ausgebildet.

Die Pyritkörnchen und Knollen liegen meistens in den Schichtungsebenen. Pyritkörnchen treten aber auch in den Quarzadern auf.

Als ein seltener Gemengteil wird auch der *Biotit* beobachtet, in kleinen Schüppchen mit dem folgenden Pleochroismus: γ = gelblichbraun, β = gelb, α = sehr blassgelb.

Sehr selten wird der farblose *Zirkon* beobachtet, in ziemlich stark abgerundeten Körnchen, welche noch die schwachen Spuren von Kristallflächen zeigen.

Der *Turmalin* ist ebenfalls ein seltener Gemengteil. Seine Körnchen sind entweder sehr stark abgerundet, oder aber sie sind von prismatischem Habitus und etwas weniger abgerundet. Sie zeigen den folgenden Pleochroismus: ω = hell grünlichbraun, ε = sehr blassgelb (fast farblos). Ein Körnchen besteht in der Richtung der Hauptachse aus zwei verschieden gefärbten Teilen; die eine Hälfte zeigt den folgenden Pleochroismus: ω = bräunlichgelb, ε = farblos und die andere: ω = blassblau, ε = farblos.

Rutil konnte in der Form eines stark abgerundeten Körnchens beobachtet werden.

Ein winzig kleines, grünlichgelbes Körnchen mit starker Licht- und Doppelbrechung, mit gelblichgrünen und lichtgelben pleochroitischen Farben dürfte *Epidot* sein.

III. Betrachtungen über die Bildung und Herkunft des Kisceller Tons.

Betrachten wir die mechanische Zusammensetzung der untersuchten Gesteine, besonders die gröberen Bruchstücke von Gesteinen, welche manchmal Grössen von 2 cm erreichen, so müssen wir erkennen, dass diese faziell oft sehr verschiedenen Ablagerungen aus einem seichten Meereswasser am Fusse des Grundgebirges zum Absatz gelangten. Die Sand- und Sandsteineinlagerungen, die vielen Fragmente von Landpflanzen, die Gerölle, kurz alle Beobachtungen bestätigen diese Auffassung.

Der hohe Gehalt an ziemlich grobem Sand in einigen Aufschlüssen des Kisceller Tons ist schon seit den Beobachtungen von K. Hofmann bekannt. Zur Ergänzung teile ich hier noch die Profile derjenigen Probebohrungen mit, die durch B. Zsigmondy im Jahre 1907 ausgeführt wurden. Der Zweck dieser Probebohrungen war festzustellen, ob der Untergrund in der Nähe des alten Friedhofes in Óbuda für den Bau eines monumentalen Árpád-Denkmals ein verlässliches Fundament abgeben würde.

Die Profile dieser Bohrungen sind folgende:

I.

0·00— 0·45	Aufschüttung
0·45— 0·80	tonführender, gelber Sand
0·80— 3·20	sandiger, gelber Ton
3·20— 3·60	fetter, gelber Ton
3·60— 4·00	gelber Sand
4·00— 5·90	graulichgelber, fetter Ton
5·90— 9·10	sandiger, weicher Ton, unter 7 m nass
9·10— 9·40	gelber Sand
9·40— 9·60	bläulicher, sandiger Ton
9·60—11·40	toniger Sand.

II.

0·00— 0·30	Ackerboden
0·30— 1·40	trockener Boden mit kleinen Geröllen
1·40— 2·00	feuchter Boden (Löss)
2·00— 2·80	dunkelgrauer Ton
2·80— 5·70	gelblichgrauer Ton mit kleinen Steinstückchen, unter 3 m nass
5·70— 6·00	gelber, nasser Sand
6·00—11·20	weicher Ton, kiesführend.

III.

0·00— 0·50	Ackerboden
0·50— 3·20	sandiger, gelber Ton, unter 2 m nass
3·20— 4·00	grauer, sandiger, nasser Ton
4·00— 9·50	gelber, sandiger Ton, nass
9·50—11·74	gelber Ton, nass.

IV.

0·00—0·30	Ackerboden
0·30—1·90	gelber, sandiger Ton, mit Steinschutt
1·90—2·05	gelber, toniger Sand
2·05—3·70	derselbe, mit Steinschutt
3·70—4·45	brauner Sandstein.

V.

0·00— 0·50	Aufschüttung
0·50— 1·60	brauner Ton
1·60— 2·75	gelber, toniger Sand
2·75— 8·90	brauner Ton
8·90— 9·20	grauer Ton
9·20—10·50	brauner Ton.

I. = an der westlichen Seite der Bécsi-út (Wiener Strasse), gegenüber der Einmündung der Vörösvári út (Vörösvárer Strasse).

II. und III. = an der westlichen Seite der Bécsi-út, in der Nähe des alten Zollamtsgebäudes, gegenüber der Radl-Quelle.

IV. = am oberen Plateau der südöstlichen Lehne des Testvér-Berges, neben dem trigonometrischen Zeichen CXVII, nordöstlich von der Radl-Quelle.

V. = am unteren Plateau der südöstlichen Lehne des Testvér-Berges, nördlich vom alten Friedhof von Óbuda.

Das Auftreten von *Glaukonit* zeigt, — wie schon früher auseinandergesetzt wurde, — ebenfalls auf eine ufernahe Bildung. Auch auf Grund der letzten paläontologischen Untersuchungen[1] ist der Kisceller Ton als eine ufernahe, aus seichtem Meereswasser zum Absatz gelangte Bildung aufgefasst worden. Die maximale Tiefe dürfte nur an einzelnen Stellen 150 bis 200 m gewesen sein. Die allgemeine Tiefe konnte nicht einmal diese Werte erreichen, sie blieb unter 100 m.

[1] Bogsch, A.: Beiträge zur Kenntnis der Aufschlüsse des Kisceller Tons etc. Dissertation, Budapest, 1929 (ungarisch).

Bezüglich der Mineralkomponenten des Tons muss man folgendes erwähnen:

Der grosse Gehalt an Kalziumkarbonat einzelner Tonvorkommnisse, die sehr nahe zum Grundgebirge liegen, stammt grösstenteils aus dem Budaer Mergel, dann aber auch aus den übrigen karbonatreichen Gesteinen des Grundgebirges (Dolomit, Kalksteine etc.) Einige Mineralgemengteile verdienen besondere Beachtung: *Disthen, Staurolith, Mikroklin* etc. Besonders die zwei ersteren Minerale sind auf die kristallinen Schiefer beschränkt, namentlich kommen sie überwiegend in den Glimmerschiefern vor. Diese Gesteine fehlen bekanntlich im heutigen Budaer Gebirge.

Im nordwestlichen Teile des Budaer Gebirges findet man den Hárshegyer (Lindenberger=) Sandstein, als die erste Ablagerung entlang der Küstenlinie des langsam transgredierenden mitteloligozänen Meeres. Dieser konglomeratische Sandstein besteht aus Geröllen, die aus einem kristallinischen Gebirge stammen.

Zur Erklärung der Herkunft des Hárshegyer Sandsteins habe ich vor zwei Jahren die folgende Annahme entwickelt:[1] Dieser grobe Sandstein tritt nur im westlichen Teil des Budaer Gebirges auf. Die groben Teile des Sandsteins können daher nicht von Osten herstammen, sondern aus irgend einem kristallinischen Gebirge, welches westlich vom heutigen Budaer Gebirge emporragte. Dieses Gebirge dürfte wahrscheinlich an der Stelle des heutigen, mit neogenen Schichten ausgefüllten Beckens von Zsámbék existiert haben.

In diesem Gebirge waren nicht nur die mittel- und obertriassischen Ablagerungen an der Oberfläche, — wie im heutigen Budaer Gebirge, — sondern auch die tiefer liegenden Gesteine und zwar an der östlichen oder an der südöstlichen Seite. Die Schichten dieses Gebirges fielen im grossen und ganzen isoklinal im allgemeinen nach W, oder NW ein (wie im transdanubischen Mittelgebirge) und im östlichen, steilen Teil des Gebirges, wo die Schichtenköpfe zutage traten, waren unter den triassischen Ablagerungen auch die Massen der mehr oder weniger umkristallisierten Gesteine des Grundgebirges an der Oberfläche. In den untersten Teilen dieser steilen östlichen Abhänge waren wahrscheinlich auch die kristallinen Schiefer und eventuell auch Granite aufgeschlossen.

Diese Gesteine sind heute teilweise im Bakony und im Gebirge von Velence an der Oberfläche. Auf Grund zahlreicher Einschlüsse der An-

[1] VENDL, A.: Die Ausbildung des Budaer Gebirges (ungarisch). Mitteilungen der math.-naturw. Klasse der St.-Stefan-Akademie, 2. Band, Nr. 3, Budapest, 1928.

desite im Gebiet entlang der Donau nordwestlich von Budapest müssen ähnliche Gesteine auch unterhalb dieser Andesitgebiete angenommen werden.

Nur auf diese Weise lässt sich das Vorkommen dieses konglomeratischen Sandsteins auf der westlichen Seite des Gebirgszuges von Budaörs—Buda—Pilis erklären. An der ziemlich steil emporragenden Seite dieses einstigen Gebirges, wo die Schichtköpfe heraustraten, wurde die Küstenlinie durch grobe Quarzgerölle und Sande bedeckt. An der westlichen, resp. nordwestlichen, sanft abfallenden Lehne dagegen sind die zur Ablagerung gelangten Materiale infolge der Abtragung von dolomitischen, kalkigen und mergeligen Gesteinen entstanden. Mit dieser Auffassung steht in vollem Einklang, dass der Hárshegyer Sandstein weder im Gerecse-, noch im Vértes-Gebirge vorkommt. Statt dessen kommen hier sandige Tone vor.

Wenn man diese Annahme berücksichtigt, so kann man die Herkunft der Minerale des Kisceller Tons ohne Schwierigkeit erklären. Die für die kristallinischen Gesteine des Grundgebirges charakteristischen Minerale dürften entweder direkt aus den noch an der Oberfläche liegenden kristallinischen Gesteinen, oder aus den Strandbildungen an der Küste desselben Gebirges herstammen. Dadurch lässt sich auch die Anwesenheit von Tonschieferbruchstücken leicht erklären.

Wie aus den vorigen Daten hervorgeht, enthalten die nicht verwitterten Kisceller Tone immer ziemlich bedeutende Mengen von *Pyrit*. Wenn die Herkunft des Pyrits erörtert werden soll, muss zuerst gefragt werden, ob er nicht etwa sekundär entstanden ist und infolgedessen bei der Bildung des Tons keine Rolle spielte. Man könnte zuerst auf eine epigenetische Bildung durch die Tätigkeit der einstigen Thermen denken. An mehreren Stellen des Budaer Gebirges sind Pyritvorkommnisse bekannt, welche durch die Wirkung der Thermen entstanden sind. Ich erwähne hier bloss diejenigen Pyrite, die bei der Fundierung des Budaer Brückenkopfes der Franz-Josephs-Brücke gefunden wurden. Die allgemeine Verbreitung des Pyrits als Folge der Thermentätigkeit wurde zuletzt von Prof. F. SCHAFARZIK [1] betont.

Man muss jedoch beachten, dass die Pyritkörnchen ziemlich gleichmässig verteilt vorkommen. Die Foraminiferenschalen sind mehr oder minder mit Pyrit ausgefüllt. Ein Zusammenhang mit irgendwelchen pyritführenden Klüften ist nirgends zu sehen. Wenn der Pyrit eine Bildung der Thermen wäre, so hätte man denselben in erster Linie in den Klüften des Kisceller

[1] SCHAFARZIK, F.: Rückblicke auf die Entwicklungsgeschichte der Budapester Thermen. Zeitschr. für Hydrologie I, 1921, p. 57—61, Budapest, 1928.

Tons und an gewisse Stellen gebunden, nachweisen können. Alle diese Tatsachen sprechen für eine syngenetische Bildung der Pyritkörner. Besonders der gute Erhaltungszustand der Foraminiferenschalen, welche Pyrit führen, zeigt beweisend, dass das Wasser, in welchem die Tiere zum Absatz gelangten, die zur Bildung des Pyrits notwendigen Verbindungen unbedingt enthalten musste.

Pyrit kann in den Sedimenten auf verschiedene Weise entstehen. Mehrere Autoren nehmen an, dass der Pyrit aus gelöstem Eisensulfat, durch die direkte reduzierende Wirkung von organischen Substanzen entsteht. Diese [1] Auffassung wurde jedoch bis jetzt durch Experimente nicht bestätigt. Andere Forscher haben durch Versuche festgestellt, dass organische Substanzen nicht im Stande sind, Eisensulfatlösungen zu Pyrit oder Eisenbisulfid zu reduzieren. [2]

Nach einer zweiten Auffassung geht die Reduktion durch die Wirkung von Bakterien vor sich, welche den gelösten Sulfaten Oxygen entziehen und dadurch die unmittelbare Ausscheidung des Sulfids bedingen.[3] Mehrere Bakterien sind beschrieben worden, bei der Einwirkung derselben entsteht aber meistens Hydrogensulfid und es scheint sehr wahrscheinlich zu sein, dass die Ausscheidung des Sulfids durch die Einwirkung dieses Gases verursacht wird.[4]

Eine andere Auffassung erklärt die Bildung des Pyrits durch direkte Einwirkung von H_2S auf in Wasser gelöstes Eisensulfat oder Eisenhydrokarbonat.

Hydrogensulfid kann sich im Meereswasser durch Zersetzung von Proteinen oder durch Einwirkung von gewissen Bakterien in der Anwesenheit

[1] LACROIX, A.: Le gypse de Paris et les minéraux qui l'accompagnent. Nouvelles Archives du Museum, IX, 1897, p. 201–296.

[2] ALLEN, E. T. — CRENSHAW, I. L. — JOHSON, I.: The mineral sulfides of iron, with cristallographic study by ESPER S. LARSEN. Amer. Journ. of sciences, 4th ser., vol. XIII, p. 171–173.

[3] HARDER, E. C.: Iron depositing Bacteria and their geologic relations. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 113, 1919, pag. 30.

[4] BEYRINCK, W. M.: Über Spirillum desulfuricus als Ursache von Schwefel-Reduktion. Centralbl. für Bakteriologie, Ser. II, Vol. I, 1894, p. 1–9, 104–114.

NEWHOUSE, W. H.: Some forms of iron-sulphide occuring in coal and other sedimentary rocks. Journ. of Geology, XXXV, 1927, p. 80.

SIEBENTHAL, C. E.: Origin of the zinc and lead deposits of the Joplin Region, Missouri, Kansas and Oklahama, U. S. Geol. Surv. Bulletin, 606, 1915, p. 63.

HAYES, A. O.: Wabana iron ore of Newfoundland. Canada Dept. of Mines, Geol. Surv. Memoir 76, 66, Geol. Ser. 1915, p. 90.

MATHIAS, H. E.: Singenetic origin of pyrite concretions in the pennsilvanian shales of North-Central Missouri. Journ. of Geol. XXXVI, 1928, p. 440–349.

von organischen Substanzen auf frei gewordenen Schwefel, oder durch die Wirkung von sulfatreduzierenden Bakterien auf gelöste Sulfate unter Luftabschluss bilden.

Hydrogensulfid hat sich wahrscheinlich während der Ablagerung des Kisceller Tons reichlich gebildet, weil organisches Material (Foraminiferen, Mollusken, Fische, Pflanzenteile, Treibholz) im mitteloligozänen Meer am Fusse des Budaer Gebirges in ziemlich grosser Menge vorhanden war. Dadurch war auch die Möglichkeit zur Bildung des Pyrits aus dem Eisensulfat oder vielleicht noch eher aus dem Eisenhydrokarbonat des Meeres gegeben. Die zur Bildung des Pyrits notwendigen kleinen Mengen von Eisenverbindungen, besonders das Eisenhydrokarbonat dürften in erster Linie aus dem Eisenkarbonatgehalt der Dolomite stammen.

Der *Pyrit* war vermutlich nicht von vornherein von kristalliner Beschaffenheit, sondern es dürfte sich zuerst Eisenbisulfidgel gebildet haben. Das Gel hat sich diagenetisch über den *Melnikowit* umkristallisiert und in Pyrit verwandelt. An diese ursprünglichen Gelformen erinnern die kugeligen, manchmal nierenförmigen oder traubigen Gestalten mancher Pyritkörner, die aber heute aus kleinen Kriställchen bestehen.

Es ist auffallend, dass die dem Kisceller Ton eingelagerten Sande und Sandsteine genau soviel Pyrit führen, wie die tonigen Schichten. Die gleichzeitige Anwesenheit von Glaukonit und Pyrit im Kisceller Ton sei auch hier hervorgehoben. In dieser Beziehung zeigt der Kisceller Ton gewisse Ähnlichkeiten mit den hemipelagischen Blauschlicken.

Aus den petrographischen Untersuchungen gibt sich auch das Wesen der Verwitterung des Kisceller Tons, d. h. die Bildung des gelben Tons zu erkennen. Die Verwitterung besteht im wesentlichen in der Bildung von Limonit aus Pyrit und aus einigen eisenführenden Silikaten.

Im blauen Ton findet man immer ziemlich viel Pyrit; in gelben Gesteinen herrscht der Limonit vor und der Pyrit fehlt manchmal fast vollständig oder gänzlich. Infolge der Oxydation wurden die minder widerstandsfähigen Silikate, — besonders der Biotit, Chlorit, Plagioklas, Glaukonit — durch die entstandene Schwefelsäure mehr oder minder angegriffen: die Biotite fielen der Baueritisierung zum Opfer und auch die Chlorite und Glaukonite sind sehr stark zersetzt worden, meistens unter Limonitbildung. Wahrscheinlich sind auch manche Amphibole einer Zersetzung anheimgefallen. Auch ein Teil der Karbonate wird zersetzt. Daneben haben sich Sulfate gebildet: besonders Gips, Natriumsulfat, Magnesiumsulfat und

etwas Kaliumsulfat. Das erstere Mineral bildet Kristalle im Ton, die drei letzteren Sulfate wurden in der Feuchtigkeit des Tons gelöst. Bei stärkerer Austrocknung blühen sie an der Oberfläche aus. Die Ausblühungen können in den Tongruben oft beobachtet werden.

Übrigens scheint die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Kisceller Tone ziemlich übereinstimmend zu sein.

Die Feldspate, welche im Ton immer vorhanden sind, können nicht aus den, im Ton stellenweise sehr spärlich und in sehr geringer Mächtigkeit eingelagerten Andesittuffen herstammen. Denn die Feldspate dieser Tuffe sind vollständig zersetzt, während die im Ton beobachteten Feldspate im allgemeinen auffallend frisch erhalten sind; die Plagioklase im Ton gehören überwiegend einer ziemlich saueren Serie an.

IV. Die chemische Zusammensetzung des Kisceller Tons.

Über die chemische Zusammensetzung der Kisceller Tone sind eigentümlicher Weise in der Literatur nur wenige Angaben zu finden. In den Archiven der verschiedenen Ziegeleien dürften wahrscheinlich technische Analysen aufbewahrt sein. Aber wissenschaftliche Untersuchungen fehlen fast gänzlich.

Eine nahezu vollständige Analyse wurde durch E. László ausgeführt.[1] Der analysierte Ton stammte aus der einstigen Tongrube am westlichen Fusse des Rókus-Berges. Die Resultate der Analyse waren folgende:

Glühverlust . .	12.99 %	
SiO_2	46.84 „	
Al_2O_3	36.22 „	
Fe_2O_3	2.44 „	Sand . . . 3.15%
CaO	1.40 „	
K_2O	0.32 „	
Summe:	100.21 %	

Zur Analyse wurde der Ton bei 105° getrocknet. Die Feuchtigkeit desselben, — vor der Trocknung bei 105° — betrug 2.04 %.

S. Fischer[2] hat den Gehalt an Magnesia und Natron bestimmt. Der untersuchte Ton wurde aus einem Brunnen der Bitterwasser-Établissements der Firma Saxlehner entnommen, also aus dem südlichen Teil

[1] Kalecsinszky, S.: Die untersuchten Tone der Länder der Ungarischen Krone, p. 61, Budapest, 1906. Publikationen der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt.

[2] Hofmann, K. — Lóczy, L.: Über die Entstehung der Budaer Bitterwasserquellen. Földtani Közlöny, XXXIV, 1904, p. 347—365.

des Gebietes. Die Analyse ergab 1.59 % MgO und 0.51 % Na_2O. Der Ton wurde vor der Analyse mit Wasser ausgelaugt.

V. PILLITZ untersuchte eine Probe des Kisceller Tons aus dem südlichen Gebiet. Er hat folgende Werte gefunden: 3.46 % K_2O, 2.27 % Na_2O und 2.17 % MgO. (Siehe: HOFMANN—LÓCZY, l. c.).

Die hier mitgeteilten neuen chemischen Analysen wurden durch Herrn T. TAKÁCS ausgeführt, im allgemeinen nach den von WASHINGTON angegebenen Methoden. Die Tonprobe wurde bei Zimmertemperatur getrocknet und ohne vorherige Auslaugung der im Wasser löslichen Sulfate analysiert. Titan und Mangan sind kolorimetrisch bestimmt worden. Die Bestimmung des Gesamtschwefels erfolgte in einem Aufschluss mit Natriumkarbonat und etwas Natriumnitrat. Der Gehalt an Schwefelsäure wurde im wässerigen Auszug bestimmt, da die Sulfate vorwiegend als Natriumsulfat, Magnesiumsulfat, Gips und in minimaler Menge als Kaliumsulfat im Ton vorhanden sind, welche mit Wasser sehr leicht ausgelaugt wurden. Auch der Gips löst sich leicht in genügender Wassermenge.

Die Analysen ergaben die folgenden Resulate:

I. Blauer Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd.

		Die entsprechenden Parameterwerte:			
		nach OSANN:		nach NIGGLI:	
SiO_2	49.95%	s	= 64.79	si	= 181.9
TiO_2	0.78	A	= 3.17	al	= 27.27
Al_2O_3	12.73	C	= 6.43	fm	= 28.72
Fe_2O_3	3.45	F	= 16.01	c	= 35.01
FeO	0.89	T	= —	alk	= 9.00
MnO	0.08	M	= 5.21	k	= 0.48
CaO	8.97	Reihe	= γ	mg	= 0.57
MgO	2.99	k	= 1.35	qz	= 45.90
Na_2O	1.33	a	= 3.71	p	= 0.28
K_2O	1.85	c	= 7.53	ti	= 2.12
H_2O+	6.10	f	= 18.76	co_2	= 38.24
H_2O-	1.88			so_3	= 1.77
P_2O_5	0.19			s	= 1.09
CO_2	7.70			c/fm	= 1.22
SO_3	0.65			Schnitt	= VI
S	0.16				
Summe	= 99.70%				

ki = 6·67; ba = 1·61 [1]

[1] HARRASSOWITZ H.: Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Geologische Rundschau, XVII a, STEINMANN-Festschrift, 1926, p. 129.

II. Gelber Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd.

SiO_2 . . .	43.38%	Die entsprechenden Parameterwerte:			
TiO_2 . . .	0.60	nach Osann:		nach Niggli:	
Al_2O_3 . .	13.41	s	= 57.41	si	= 133.4
Fe_2O_3 . .	4.46	A	= 2.94	al	= 24.27
FeO . . .	0.22	C	= 7.40	fm	= 26.22
MnO . .	0.07	F	= 21.91	c	= 42.61
CaO . . .	12.93	T	= —	alk	= 6.90
MgO . . .	3.29	n	= 5.58	k	= 0.44
Na_2O . .	1.29	Reihe	= β	mg	= 0.58
K_2O . . .	1.56	k	= 1.06	qz	= 5.80
H_2O+ . .	6.04	a	= 2.74	p	= 0.15
H_2O- . .	2.05	c	= 6.88	ti	= 1.38
P_2O_5 . . .	0.12	f	= 20.38	co_2	= 43.16
CO_2 . . .	10.29			so_3	= 1.94
SO_3 . . .	0.84			s	= 0.52
S	0.09			c/fm	= 1.63
Summe	= 100.64%			Schnitt	= VII

ki = 5·50; ba = 2·04.

III. Blauer Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

SiO_2 . . .	37.14%	Die entsprechenden Parameterwerte:			
TiO_2 . . .	0.53	nach Osann:		nach Niggli:	
Al_2O_3 . . .	13.23	s	= 50.71	si	= 101.8
Fe_2O_3 . . .	3.61	A	= 2.62	al	= 21.34
FeO . . .	1.13	C	= 7.89	fm	= 21.83
MnO . . .	0.15	F	= 28.27	c	= 51.55
CaO . . .	17.55	T	= —	alk	= 5.28
MgO . . .	2.79	n	= 3.21	k	= 0.68
Na_2O . . .	0.64	Reihe	= δ	mg	= 0.53
K_2O . . .	2.06	k	= 0.85	qz	= −19.32
H_2O+ . . .	5.43	a	= 2.03	p	= 0.10
H_2O- . . .	0.65	c	= 6,10	ti	= 1.09
P_2O_5 . . .	0.08	f	= 21.87	co_2	= 52.90
CO_2 . . .	14.15			so_3	= 0.26
SO_3 . . .	0.13			s	= 2.20
S	0.43			c/fm	= 2.36
Summe	= 99.70%			Schnitt	= VIII

k = 4·77; ba = 2·67.

IV. Gelber Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

		Die entsprechenden Parameterwerte:			
		nach Osann:		nach Niggli:	
SiO_2	42.41%				
TiO_2	0.50				
Al_2O_3	15.17	s	= 55.74	si	= 124.9
Fe_2O_3	5.23	A	= 2.59	al	= 26.27
FeO	0.54	C	= 9.04	fm	= 23.92
MnO	0.14	F	= 21.00	c	= 43.95
CaO	13.93	T	= —	alk	= 5.86
MgO	2.42	n	= 2.86	k	= 0.71
Na_2O	0.59	Reihe	= δ	mg	= 0.45
K_2O	2.23	k	= 1.02	qz	= 1.46
H_2O+	6.75	a	= 2.38	p	= 0.07
H_2O-	0.63	c	= 8.31	ti	= 1.10
P_2O_5	0.06	f	= 19.31	co2	= 35.97
CO_2	8.96			so3	= 0.42
SO_3	0.19			s	= 0.99
S	0.18			c/fm	= 1.84
Summe	= 99.93%			Schnitt	= VII

ki = 4·75 ; ba = 1·90.

V. Blauer Ton, Bohn'sche Tongrube.

		Die entsprechenden Parameterwerte:			
		nach Osann:		nach Niggli:	
SiO_2	53.22%				
TiO_2	0.77				
Al_2O_3	19.64	s	= 68.70	si	= 217.2
Fe_2O_3	3.03	A	= 2.95	al	= 47.13
FeO	3.13	C	= 11.81	fm	= 36.51
MnO	0.08	F	= 1.78	c	= 6.91
CaO	1.58	T	= 9.65	alk	= 9.45
MgO	2.67	n	= 3.39	k	= 0.66
Na_2O	0.81	Reihe	= δ	mg	= 0.45
K_2O	2.40	k	= 1.59	qz	= 79.40
H_2O+	7.17	a	= 5.35	p	= 0.22
H_2O-	1.48	c	= 21.42	ti	= 2.35
P_2O_5	0.13	f	= 3.23	co2	= 9.13
CO_2	1.64			so3	= 1.49
SO_3	0.49			s	= 10.11
S	1.32			c/fm	= 0.19
Summe	= 99.56%			Schnitt	= II

ki = 4·61 ; ba = 0.35.

Betrachten wir diese Analysenresultate, so erkennen wir, dass wir es in der Tat mit sehr sandigen Tonen zu tun haben. Namentlich der Gehalt an Al_2O_3 ist gering und infolgedessen ist auch der Koeffizient *ki* verhältnismässig niedrig; die Werte desselben schwanken zwischen 4.61 und 6.67. An einzelnen Stellen kann aber der Kisceller Ton mehr Aluminium führen, wie die durch E. László ausgeführte Analyse zeigt.

Die Menge der Alkalien ist ziemlich gross, sie schwankt zwischen 2.70 und 3.21 Gew. %. Dementsprechend sind die Werte *A* und *a* nach Osann und *alk* nach Niggli ziemlich gross. Und zwar ist der Gehalt an Kali meistens auch molekular grösser, als der des Natrons. Dieses Verhältnis kommt in den Koeffizienten *k* nach Osann und Niggli am besten zum Ausdruck. Die *k*-Werte nach Osann schwanken zwischen 0.85 und 1.59 und nach Niggli zwischen 0.44 und 0.71.

Dieser ziemlich hohe Gehalt an Kali steckt grösstenteils in den Glimmerschüppchen. Reine Aluminiumhydrosilikate dürften wahrscheinlich nur in geringerer Menge vorhanden sein.

Der Gehalt an Kalzium bewegt sich zwischen weiten Grenzen: in Gew. Prozenten zwischen 1.58 und 17.55% CaO. Wie die mikroskopischen Untersuchungen deutlich zeigten, steckt der grösste Teil des Kalkes in den Karbonaten. Die beträchtlichen Unterschiede im Ca-Gehalt sind sowohl durch die mikroskopischen, als auch die chemischen Untersuchungen bestätigt worden. Wir haben gesehen, dass der Ton aus der Bohn'schen Tongrube ziemlich wenig Kalzit enthielt, während in den übrigen dieses Mineral in ziemlich grossen Mengen vorhanden war. Jene Tone enthalten sehr viel Kalzium, welche dicht am Fusse des aus Karbonaten aufgebauten Grundgebirges liegen: der Ton am Fuss des Gellért-Berges enthält 17.55% CaO, dagegen jener aus der Tongrube der Bohn'schen Ziegelfabrik nur 1.58%. Diese letzte Tongrube liegt nämlich in einer Entfernung von etwa 0.75 km vom Grundgebirge. Diese Daten bestätigen die Richtigkeit der von Professor Schafarzik gemachten Beobachtungen.

Die Menge des Titandioxyds ist mässig. Der Titan kommt vorwiegend in den Rutilkörnern und in den Rutileinschlüssen vor.

Während die Menge des Gesamteisens in den einzelnen Tonen keine grossen Schwankungen zeigt, sind die Unterschiede zwischen den Mengen der beiden Eisenoxyde in den blauen und gelben Tonen desselben Fundortes sehr auffallend. Zur besseren Übersicht habe ich das molekulare Verhältnis von $\frac{FeO}{Fe_2O_3} = e$ berechnet und im folgenden nebeneinander gestellt:

Herkunft und Bezeichnung des Tons	e
I. Örsöd, blauer Ton	0.57
II. Örsöd, gelber Ton	0.11
III. Becken des Wellenbades (Gellért-Berg) blauer Ton	0.69
IV. Becken des Wellenbades (Gellért-Berg) gelber Ton	0.23
V. BOHN'sche Tongrube, blauer Ton	2.30

Das Verhältnis *e* hat in den gelben Tonen immer sehr kleine Werte, den ziemlich hohen entsprechenden Zahlen der blauen Tone gegenüber. Oder mit anderen Worten: in den gelben Tonen wurde der grösste Teil der im blauen Ton ursprünglich als Ferroeisen vorhandenen Eisenmenge in Ferrieisen übergeführt.

Wird das Verhältnis $\frac{\% FeO}{\% Fe_2O_3}$ berechnet, so erhält man die folgenden Zahlen:

Herkunft und Bezeichnung des Tons	$\frac{\% FeO}{\% Fe_2O_3}$
I. Örsöd, blauer Ton	0.258
II. Örsöd, gelber Ton	0.049
III. Becken des Wellenbades, blauer Ton	0.313
IV. Becken des Wellenbades, gelber Ton	0.103
V. BOHN'sche Tongrube	1.033

Diese Zahlen stimmen mit den von MAC CARTHY[1] angegebenen Werten sehr gut überein. Namentlich fallen die Zahlen für II, IV und V genau in die entsprechenden Rubriken der Tabelle von MAC CARTHY. Die Werte von I und III kommen in demjenigen Abschnitt der Tabelle vor, wo neben den gelben und roten Farben spärlich auch bläulich graue, grüne und blaue Farbentöne auftreten.

Sehr charakteristische Unterschiede zeigen sich auch in den Mengen von S und SO_3. Im gelben Ton findet man stets mehr SO_3 und weniger Sulfid, als in dem entsprechenden blauen Ton. Wenn man das einfache Verhältnis von $\frac{S}{SO_3} = o$ bildet, so bekommt man für diese Zahlenwerte aus den Analysenzahlen der blauen Tone immer grössere Werte, wie aus den Daten der entsprechenden gelben Tone. Während die Zahlenwerte von *e* die Oxydationsstufen des Gesamteisens zum Ausdruck bringen, geben die Werte von o ein Bild von der Oxydationsstufe des Schwefels, beziehungsweise des Pyrits. Die Werte von o sind die folgenden:

[1] MAC CARTHY, G. R.: Colors produced by iron in minerals and the sediments. Amer. Journ. of sci., Fifth serie, XII. volume, 1926, p. 17—36.

Herkunft und Bezeichnung des Tons	o
I. Örsöd, blauer Ton	0.62
II. Örsöd, gelber Ton	0.27
III. Becken des Wellenbades (Gellért-Berg) blauer Ton	8.37
IV. Becken des Wellenbades (Gellért-Berg) gelber Ton	2.23
V. BOHN'sche Tongrube, blauer Ton	6.77

Aus diesen Werten geht klar hervor, dass in den gelben Tonen der Pyrit grösstenteils oxydiert wurde, was mit den mikroskopischen Beobachtungen in voller Übereinstimmung steht.

Die chemischen Veränderungen während der Umgestaltung des blauen Tons in gelben Ton, also die ersten Stufen der Verwitterung des blauen Tons bestehen hauptsächlich in einer Oxydation.

Diese Ergebnisse sind durch die mikroskopischen Untersuchungen noch weiter ergänzt worden, indem auch eine Einwirkung der gebildeten Schwefelsäure auf manche Silikate und auf die Karbonate festgestellt wurde.

Eine Entführung der dabei gebildeten, in Wasser löslichen Verbindungen geht nicht vor sich. Sie werden zwar im Wasser des Tons gelöst, aber sie bleiben im Ton. Dementsprechend sind die NIGGLI'schen Werte von *k* und *mg* der blauen und der entsprechenden gelben Tone fast genau dieselben. Wird aber der Ton der Einwirkung eines Grundwasserstromes oder fliessenden Wassers ausgesetzt, dann wird natürlich ein Teil der löslichen Salze aus den obersten Teilen ausgelaugt.

Die Resultate der chemischen Analysen stimmen daher mit den mikroskopischen Beobachtungen vollkommen überein.

* * *

Die Untersuchungen sind mit Unterstützung der SZÉCHENYI Wissenschaftlichen Gesellschaft ausgeführt worden.

TAFELERKLÄRUNG.

1. *Kalzitbindemittel im Sandstein mit federartig ausgebildeter faseriger Textur.* Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

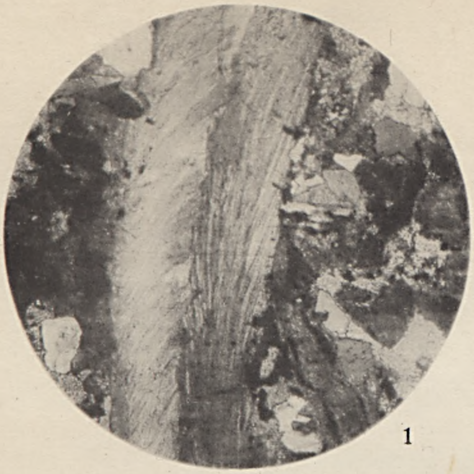
2. *Baryt als Bindemittel im Sandstein.* Man kann die Spaltrisse des Baryts gut beobachten. Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

3. *Kalzitbindemittel im Sandstein.* Fast in der Mitte des Bildes sieht man einen xenomorphen Kalzit durch Limonit in drei Teile gegliedert. Der zentrale Teil ist durch einen faserigen Kalzitsaum umgeben, Die Faserachsen stehen senkrecht zur Oberfläche des inneren Kalzitkorns, welches von dieser faserigen Umsäumung durch eine schmale Zone von Limonit getrennt wird. In der faserigen Kalzitumsäumung sieht man längliche Limonitkörnchen, deren Längsrichtungen parallel zu den Faserachsen verlaufen. Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

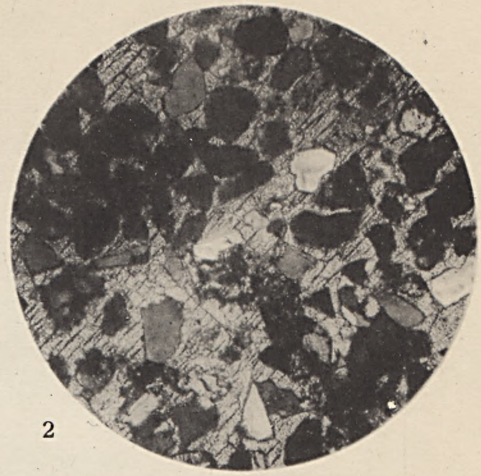
4. *Kalzitbindemittel im Sandstein.* In der Mitte des Bildes sitzt ein kugeliger Kalzit, umgeben von radial angeordneten Kalzitfasern. Zwischen dem Kern und dem radialfaserigen Kalzit sieht man rechts Limonitkörnchen. Die Kalzitfasern sind durch dünne Limonitfasern von einander getrennt. Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

5. *Kalzitbindemittel als Ausfüllung einer schmalen Spalte.* Beinahe in der Mitte des Bildes sehen wir NW—SO verlaufend faserigen Kalzit, welcher die in der Mitte des Spaltes liegenden schwarzen Limonitkörnchen umsäumt. Die Kalzitfasern stehen senkrecht zur Mittelebene des Spaltes. Zwischen den Kalzitfasern sind auch Limonitfasern vorhanden. Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

6. *Tonschiefer,* besteht vorwiegend aus Quarz, Muskovit (Serizit) und Chlorit. Die grossen schwarzen Flecke sind Pyrite. Aus der Tongrube «Ujlaki» an der Bécsi út (Wiener Strasse). Lineare Vergrösserung = 1 : 43.



1



2



3



4



5



6

VENDL, A.: Der Kiscelle Ton.
A kiscelli agyag.

3.

PANNONICTIS PLIOCAENICA N. G., N. SP., A NEW GIANT MUSTELID FROM THE LATE PLIOCENE OF HUNGARY

By TH. KORMOS, Ph. D. (Budapest)

(WITH PLATE III.)

ZWEI SCHÄDELHÖHLEN-STEINKERNE VON PANNONICTIS PLIOCAENICA KORMOS

von Dr. TILLY EDINGER (Frankfurt a/M.)

(Mit 3 Textabbildungen.)

Manuscriptum conclusum . 10. V. 1930.
Datum editionis . . . . 30. IV. 1931.

Ex officina typographica „Stádium“, Budapestini.

CONTENTS.

EXPLANATION OF PLATE III.

Pannonictis pliocaenica n. g., n. sp. — Kalkberg, Villány, County of Baranya, S. Hungary. Leg. TH. KORMOS, Ph. D.

Fig. 1. Lateral view of skull. Type specimen.

Fig. 1a. Ventral view of same.

Fig. 2. Right mandible, lateral view. Type specimen.

Fig. 3. Medial view of a fragment of a right mandible.

All figures natural size. Photo by Miss TH. DE DÖMÖK.

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN.

Abb. 1. *Pannonictis pliocaenica* KORMOS. Schädelhöhlen-Steinkern Nr. I; *a)* von links; *b)* von rechts. Villány. 4/6 nat. Gr. Oberpliozän.

Abb. 2. *Pannonictis pliocaenica* KORMOS. Schädelhöhlen-Steinkern Nr. II; *a)* von links; *b)* von unten. Villány. 5/6 nat. Gr. Oberpliozän.

Abb. 3. Gehirne fossiler und rezenter Verwandter der *Pannonictis* zur Ergänzung der in Abb. 1 und 2 wiedergegebenen Bruchstücke und zum Vergleich. a) *Meles meles* L., ein Gehirn von links nach ELLIOT SMITH; 5/9 nat. Gr.; rezent. b) *Meles meles* L., ein Gehirn von links nach FLATAU—JACOBSOHN; 5/6 nat. Gr.; rezent. c) *Potamotherium valetoni* GEOFFR., FILHOL's Abbildung der rechten Gehirnseite spiegelbildlich dargestellt; 5/6 nat. Gr.; Untermiozän. d) Viverride, H. v. MEYER's Abbildung der rechten Gehirnseite spiegelbildlich dargestellt; 5/6 nat. Gr.; Untermiozän.

Sämtliche Zeichnungen und Umzeichnungen sind von G. WINTER v. MOELLENDORFF.

I.

Pannonictis pliocaenica n. g., n. sp., a new giant Mustelid from the Late Pliocene of Hungary.

By Th. Kormos, Ph. D. (Budapest).

(With Plate III.)

Opposite to the railway station of Villány (County of Baranya, S. Hungary) rises the Bányahegy (Kalkberg). Here I found, in 1917, a breccia full of remains of Preglacial Vertebrates. Due to the lack of the necessary equipment and outfit I could not exploit the occurrence. The breccia filled out originally a crack in the limestone, and a pillar of it was left in the quarry, which could be approached only by means of ropes and ladder. At the foot of the pillar I collected several bone fragments, and amongst them some canines of a Carnivore. The shape and the dimensions of them reminded me very much of the canines of *Gulo Schlosseri* Kormos from Püspökfürdő (near Nagyvárad). At the time being, I could not examine more closely the remains, and returning home I put the canines aside, with the convinction that I found the Preglacial ancestor of the recent glutton in the mountains of Villány too.

I could visite the locality only five years later. The first result of the systematical exploitation was the fragment of the left mandible of a Carnivore which had the size of a badger. Except the canine and the carnassial (m_1), all the other teeth were missing. However, these two teeth have been sufficient to enable me to recognize that the canine is exactly like those which I found in 1917, and which I thought to belong to *Gulo*. At the same time I could establish that the carnassial has a totally different shape from the carnassial of *Gulo*.

The first lower molar of *Gulo* has only a paraconid, protoconid and talonid, as in the case of the polecat, ermine and the weasel, and is absolutely devoid of the inner lingual tubercle: the metaconid, which is so characteristic of the marten and the otter, etc. The carnassial of the mandibulary fragment from Villány shows a well developed metaconid, and a talonid with a cup-shaped groove, which shows that this Carnivore has no relationship to *Gulo*, in spite of the apparent likeness of its canine. During the course of the last

eight years I visited Villány ten times, and the last year I finished the exploitation of the bone breccia. As a result of my collections I had more than two hundred bones of the above mentioned Carnivore in my possession, amongst them two almost complete skulls and 42 fragments of mandibles.

On basis of the rich material, I can give the most conspicuous features of the skull and the dentition of the giant Mustelid in the following:

Snout short, stout, as regards the shape of its profile: intermediate between the badger and the glutton; nasal cavity narrow and high; nasal sinuated in the region of the third incisive's root; interior edge of orbit rounded, salliant, the maxillary presenting a deep furrow before the lacrimal; infraorbital foramen small (smaller than in the badger, but larger than in the glutton); zygomatic process of maxillary strongly developed, though the zygomatic arch being comparatively slender; forehead broad and scarcely constricted behind the feebly developed postorbital processes; sagittal crest strongly marked; occipital crest — formed by the meeting edges of the parietal and supraoccipital — projecting moulding-like caudad, a deep sinuous groove occurring beneath it and extending to the condyles. Such an extreme development of the occipital moulding is very peculiar to, and highly characteristic of, the Mustelid here discussed. Palatal part of maxillary rather broad; palatum durum — so far as may be stated on the strength of the injured skull — of moderate length (perhaps somewhat shorter than in the case of the badger); squamosum, together with the glenoid process, *Gulo*-like; tympanic bulla large, strongly projecting, mastoid process of considerable bulk; basioccipital and basisphenoid narrow.

Mandible very massive, stout; symphysial region bulky; angular process very short; upper border of coronoid process obliquely flattened caudad; number of mental foramina 1 to 2; teeth standing in a straight, not curved, line.

$$\text{Formula of normal dentition: } \frac{1\ 3\ 1\ 3 \quad 3\ 1\ 3\ 1}{2\ 3\ 1\ 3 \quad 3\ 1\ 3\ 2} = 34.$$

The first premolar, originally present in the dentition formula of the *Mustelidae*, is, thus, generally absent except in those cases, in which it occurs in an atavistic and extremely rudimentary state, as, for instance, on the right side of one of the skulls, and in one of the lower jaw fragments.

The canines, especially the hook-like lower ones, are strongly and deeply furrowed, wrinkled; lower canines provided with a generally well developed collar-like cingulum above the base of the crown; in the upper canines the cingulum, as well as the wrinkled condition of the enamel, are less pronounced, on the very anterior side there is, however, a more or less deep fullering of variable size. These characteristics of the canines are such

that they may be compared to those conditions only, which I have found in the South American *Grison* («*Galictis*»).

All of the lower premolars, and the 2nd and 3rd upper ones, are unicusped; upper carnassial very peculiar in shape, its paracone being surrounded by a very strong cingulum which, on the lingual side, forms a triangular, cup-like excavation, and extends caudad beyond the middle line of the tooth, the crown thus assuming, in ventral aspect, the shape of an equilateral triangle. This is a character in which the giant Mustelid of Villány most markedly differs from either the otter and badger, or the glutton, the marten and the polecat. Among recent Mustelids it is only the members of the «*Galictis*» Group (*Thayra*, *Grison*), that possess a similar upper carnassial, such case especially obtaining with *Grison*. The latter genus is, at the same time, the unique Mustelid in which I found the upper border of the mandible's coronoid process to be obliquely flattened caudad, similarly to the conditions concerned that are standing out in the Villány fossil Mustelid.

The rhombiform upper first molar (which is the true molar present in the upper jaw), as well as the lower carnassial that presents a well developed metaconid and a broad, cup-like excavated talonid, are also characters in which the Villány fossil proves to be most like the polecat- or marten-sized *Grison*.

Howsoever strange it might appear, it is a matter of fact that specimens with milk dentition were not found. All individuals examined by the writer, proved to be adult — in spite of the considerable difference occurring in their size, such difference being of a more striking kind than is usually met with, in Mustelids, as an expression of sexual dimorphism. It should be noted, furthermore, that the extreme variants in the dentition of this fossil Mustelid are connected with each other by a continuous series of gradations occurring both in shape and size.

The form in question undoubtedly proves to have been of terrestrial habits, exhibiting characters due to a rather heterogenous mode of differentiation, resulting in the union of ancestral peculiarities with modern ones. I propose for this interesting, badger-sized Mustelid, which cannot be identified with any of the known genera and species, the name *Pannonictis pliocaenica*, n. g., n. sp.

Type of both the genus and species: fragmentary skull — crushed and deformed by the mechanical power of superincumbent rocks, but exhibiting the complete maxillar dentition — and right lower jaw lacking the incisives and the m_2. Figured on Pl. III, Figs. 1, 1a, 2 and 3. Nos. Ob/3594, 3596 and 3600, Royal Geological Institute of Hungary.

Find place: Kalkberg at Villány, County of Baranya, S. Hungary.

Geological age: Late Pliocene.

Horizon: Cromerian, corresponding to the Norwich and Weybourne Crag.

Measurements of teeth:

No.	Ob/3594	greatest length and width of crown of	i_3	sup. sin. :	3·8, 2·7
„	Ob/3594	„ „ „ „ „ „ „	i_2	„ „ :	3·9, 3·0
„	Ob/3594	„ „ „ „ „ „ „	i_1	„ „ :	5·5, 4·5
„	Ob/3594	„ „ „ „ „ „ „	c	„ „ :	9·8, 8·6
„	Ob/3594	„ „ „ „ „ „ „	p_1	sup. dext. :	2·1, 1·7
„	Ob/3594	„ „ „ „ „ „ „	p_2	sup. sin. :	5·5, 3·5
„	Ob/3594	„ „ „ „ „ „ „	p_3	„ „ :	7·7, 4·5
„	Ob/3594	„ „ „ „ „ „ „	p_4	„ „ :	13·2, 8·3
„	Ob/3594	„ „ „ „ „ „ „	m_1	„ „ :	6·8, 12·8
„	Ob/3596	„ „ „ „ „ „ „	c	inf. dext. :	11·0, 7·3
„	Ob/3596	„ „ „ „ „ „ „	p_2	„ „ :	5·5, 3·2
„	Ob/3596	„ „ „ „ „ „ „	p_3	„ „ :	6·7, 4·0
„	Ob/3596	„ „ „ „ „ „ „	p_4	„ „ :	7·7, 4·2
„	Ob/3596	„ „ „ „ „ „ „	m_1	„ „ :	15·3, 6·8
„	Ob/3596	„ „ „ „ „ „ „	m_2	„ „ :	— —
„	Ob/3600	„ „ „ „ „ „ „	p_3	„ „ :	6·7, 4·3
„	Ob/3600	„ „ „ „ „ „ „	p_4	„ „ :	8·2, 4·3
„	Ob/3600	„ „ „ „ „ „ „	m_1	„ „ :	15·4, 6·3

Pannonictis was also found, by the writer, at Beremend and Csarnóta (County of Baranya, S. Hungary), in the synchronous ossiferous breccia, whilst it is absent in the somewhat younger fauna of the Nagyharsány Hill near Villány. The species is rare in Püspökfürdő, though the Preglacial deposits of this place are approximately of the same age as those of the Villány Kalkberg. It is a most interesting fact that *Pannonictis* is substituted, in Püspökfürdő, by an other Mustelid, of about the size of *Pannonictis*, i. e. *Gulo Schlosseri* Korm., which, in turn, was not found, up to now, in Villány and Beremend, though in Püspökfürdő it is to be met with nearly as often as *Pannonictis* at Villány.

On account of the local conditions obtaining in the Kalkberg find place at Villány, it seems most probable that *Pannonictis* found a convenient dwelling in the Late Pliocene cave that occurred, of yore, on the top of the Kalkberg, and which fell victim to the quarrying business of some decades ago. This cave was filled up with ossiferous breccia — a useless material for industry — to which fact its fortunate preservation is due. This breccia contains thousands of bones of birds, hares, rabbits, hamsters,

voles and other small mammals, a great part of which obviously constitutes the remains of the diet of *Pannonictis.*

* * *

Forsyth Major described, in 1901, from the Pleistocene (Preglacial?) bone breccia of San Giovanni near Iglesias in Sardinia, the skull of a Mustelid named, by him, *Enhydrictis galictoides.*[1]) The skull, «in the general shape of its upper contour, the only part at first exposed, presented absolute analogy with that of a *Lutra.* Both the facial and the cranial portions are extremely flattened, the latter besides considerably expanded laterally; the frontal region behind the postorbital processes is elongate and contracted, the rostrum short and broad, the orbits elevated, the infraorbital foramen large.

«The ventral region of the skull was at first concealed by strongly adhering stalagmitic matrix; when this was disengaged, remarkable divergences from the *Lutra* became apparent. The posterior portion of the region still recalls *Lutra* by its lateral expansion, flattened *bullae osseae,* and broad basioccipital and basisphenoid. But the broad palatal region between the teeth, and the very elongate bony palate behind the tooth-series, are in striking contrast with all known species of *Lutra,* and approach on the other hand to some genera of the Mustelinae, viz. *Putorius* and *Galictis.*» (Op. cit., p. 625—626.)

It should be noted that the upper carnassial of this lutroid, decidedly aquatic Carnivore resembles, on the strength of Major's description, very much that of the terrestrial *Pannonictis.* On the other hand, Major points at the fact that *Enhydrictis* most approaches, in this respect too, *Galictis.*

The type of *Enhydrictis* was preserved in the British Museum, where, however, it seems to have, somehow, gone astray. No drawings were published by Major. But Miss Bate, to whom I applied in this matter, kindly informs me that some drawings were recently found in the literary property left by Major, this drawings being about to be published in a paper of hers, dealing with Sardinian finds recently acquired. From the Basle Museum I received, for inspection, the fragment of a left lower jaw, labelled as *Enhydrictis,* which was collected by Major at San Giovanni, probably after his having published the description of the skull. This mandible is so very much like those of the small (♀?) specimens of *Pannonictis*

1) Forsyth Major: The Skull of a fossil aquatic Musteline animal from the Pleistocene ossiferous breccia of Sardinia. P. Z. S., London, 2, 1901, p. 625.

that it appears doubtful to me whether it might really be referred to *Enhydrictis*. The sole difference between this jaw and the mandible of *Pannonictis* lies in the first molar's metaconid being situated in one line with the protoconid, the talonid being, therefore, narrower and more elongate than in *Pannonictis*.

It is evident, of course, that *Pannonictis*, the skull of which proves to be, with respect to its characteristics, on the whole, intermediate between that of the badger and the glutton, thus most decidedly pointing toward a terrestrial mode of life, can, by no means, be identified with the aquatic *Enhydrictis* described by MAJOR, which exhibits, with the exception of a few details, troughout lutroid features. Taking such evidence into consideration, it appears especially interesting that there exists a far reaching resemblance between the dentition of *Pannonictis* and *Enhydrictis*, both of them standing nearest to the representatives of the «*Galictis*» group.

ZDANSKY[2]) described, in 1927, from the Upper Miocene *Hipparion* beds of China, a large-sized Mustelid, the systematical position of which he was unable to ascertain, for the lower m_1 was lacking in the jaw. ZDANSKY looks upon this fossil as representing a new species, the generic identification of which proves, at present, impossible. This form, referred to by ZDANSKY under the denomination of «Mustelide gen. indet. sp. n.», shows, despite all differences, a series of characters entering the generic confines of *Pannonictis*. Within the compass of such resemblances, the shape of the upper carnassial is of an outstanding moment, for it is very like that of *Grison*, and almost absolutely identical with that of *Pannonictis*. I do not think it, therefore, impossible that the Mustelid described and figured by ZDANSKY should prove a more ancient representative of the genus *Pannonictis*, bearing, in such early stage of biohistorical development, four premolars, because of the p_1's being still fully developed.

H. v. MEYER described the genus *Trochictis* based upon a find originating from the Miocene deposits of Käpfnach near Zurich, this genus figuring, in literature, as containing a couple of species established by BLAINVILLE, GERVAIS, FILHOL, LARTET and others; the specific and generic identification of the remains concerned, proved, however, to be partly erroneous. So far as I am informed, all these species are based upon more or less fragmentary lower jaws. The same fact is elucent from L. MAYET's monographic «Etude des Mammifères Miocènes des sables de l'Orléanais et des Faluns de la Touraine»[3]) in which the species of the genus are referred to; two new forms are, moreover, here described, viz. «*Trochictis zibethoïdes*,

[2]) ZDANSKY, O.: Weitere Bemerkungen über fossile Carnivoren aus China. Palaeont. Sinica, Ser. C, IV, 4, Peking, 1927, p. 17, Taf. I, Fig. 26, Taf. II, Fig. 1—3.

[3]) Ann. Univ. Lyon, N. Sér., I. Sciences, Médecine, Fasc. 24, Lyon, Paris, 1908.

BLAINVILLE, sp. mut. *Noueli*» from the Burdigalian of Artenay, N of Chevilly, Orléanais, France, and «*Trochictis zibethoïdes*, mut. *Florancei*» from the Burdigalian of Pontlevoy-Thenay, Blésois, France. In both of the latter instances we are in front of lower jaws, one specimen of each species — for I believe that the forms described by MAYET are rather species than «mutations» —, both remains presenting the carnassial undamaged. Both of these carnassials exhibit the metaconid («pointe interne»); the carnassial of the Artenay specimen is robust, whilst that of the Blésois one proves slender. In the latter the p_4 is well preserved, its posterior border being interrupted by a clearly developed metaconid; unfortunately, the crown of the p_4 is broken off in the Artenay specimen, so that, in this case, no inference can be made from this highly important element. It is interesting to remark that the carnassial of the Artenay specimen is very like that of *Pannonictis* in which, however, the metaconid mentioned in the p_4 is absent. In addition to these considerations I have to remark that the perfectly preserved canine of the Blésois specimen bears lateral «fullerings» recalling also in this respect the conditions exemplified by the anterior surface of the upper canine's crown in *Pannonictis*.

As regards the relationship of the genus now discussed, MAYET writes as follows:

«Le *Trochictis zibethoïdes* me paraît avoir été un carnassier très voisin des Loutres. La remarque en a été faite déjà, pour le *T. hydrocyon*, par M. FILHOL. On ne peut guère le confondre pourtemps avec la Loutre actuelle portant trois prémolaires seulement.» (Op. cit., p. 309.)

It should be pointed out, however, that the pertainance of MAYET's specimens to *Trochictis* appears to be very doubtful. In this respect I refer to H. HELBING's recent investigations on the subject[4]), which show that the forms described by MAYET are — in spite of their close resemblance to *Mustela zibethoïdes* BLAINV. from Sansan, which also was regarded by FILHOL[5]) as belonging to *Trochictis* — by no means to be classified with *Trochictis*.

FORSYTH MAJOR's paper previously cited, apparently escaped MAYET's attention, for MAJOR had already thrown, in that publication of his, some light upon the question, and this precisely in connection with a *Trochictis* skull found, by him, in France. MAJOR's statement concerned sounds as follows:

[4]) H. HELBING: Zur Definition des Genus *Trochictis*. Eclogae Geol. Helv., XX, 2, 1927, p. 302.

[5]) H. FILHOL: Études sur les mammifères fossiles de Sansan. Ann. des Sciences Géol., XXI, 1891, p. 105.

«It was therefore natural to search for related forms with *Enhydrictis* amongst the Tertiary Carnivora, with the result that the Middle Miocene *Trochictis* is the only known Tertiary genus in which the upper carnassial is almost identical with those of *Enhydrictis* and *Galictis*.

«The recorded species of *Trochictis* are based on more or less perfect mandibular jaws, and the genus has been classed with the Melinae. An imperfect skull with a mandibular ramus attached, obtained by me in the quarries of La Grive-Saint-Alban, which is now in the British Museum, shows that the upper jaw of this genus has already been described under various names, from Steinheim by O. FRAAS *(Palaeomephitis jaegeri,*[6]) *Lutra dubia*[7]), and from La Grive by DEPÉRET and GAILLARD *(Mustela filholi* DÉP.)[8]). *Trochictis* has on the whole less affinities with the Melinae than with the Mustelinae, and amongst the latter especially with *Galictis* and *Enhydrictis;* to judge from the comparatively small infraorbital foramen and the largely developed bullae osseae, it was not amphibious.» (Op. cit., p. 627.)

Trochictis was, thus, of terrestrial habits, in the same way as *Pannonictis* and ZDANSKY's unidentified giant Mustelid from the Hipparion beds of China.

On such grounds of evidence it proves to be obvious that MAYET's inference based upon the bionomical valuation of the mandible, resulting in the establishment of the existence of some connection between *Trochictis* and *Lutra,* was merely due to the want of sufficient material. Otherwise, the number of premolars cannot be regarded, in the present case, as decisively bearing upon classification. It should be remembered, in this place, that both *Enhydrictis* and *Pannonictis* are provided with three premolars — just as *Lutra* — though *Pannonictis* being terrestrial, like *Trochictis,* whilst *Lutra* and *Enhydrictis* are known as amphibious animals. *Potamotherium Valetoni* GEOFF., on the other hand, which is a typical Miocene otter, is still in possession of the four premolars originally characteristic of the *Mustelidae.*

Regarding the classification of *Trochictis,* HELBING's following inference should be quoted as of conclusive import:

«Die Definition des Genus Trochictis kann sich also vorderhand nur auf Belege der mandibularen Bezahnung stützen, doch ist das odontologische Detail, das wir derselben entnehmen, charakteristisch genug, um der Gruppe ihre generische Selbständigkeit zu sichern.

[6]) Württ. Nat. Jahresh. XVIII, pp. 129, 130, Taf. II, Fig. 18 (1862).

[7]) Ib. XXVI, pp. 164, 165 (1870),

[8]) Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, IV, p. 129, Pl. XIII, Fig. 55 (1887); V, p. 24, Pl. I, Figs. 8, 9 (1892).

Das Genus Trochictis umfasst eine Anzahl unter- und mittelmiozäner Musteliden von verschiedener Grösse, deren mandibularer Reisszahn durch ein Trigonid mit relativ niederem Haupthügel und ein starkes, dem Paraconid nahestehendes Metaconid ausgezeichnet ist. Das kräftige Talonid weist Komplikationen seines Aussen- und Innenrandes auf, wodurch der sonst lutraartige untere M_1 einen an den entsprechenden Zahn von Meles meles anklingenden Habitus erhält. Während im lutrinen M_1 inf. das Hypoconid dominiert, wird seine Bedeutung im unteren Reisszahn von Trochictis dadurch abgeschwächt, dass sich im äusseren Rand des Talonides hinter dem Hypoconid ein zweiter Aussenhügel zu entwickeln beginnt, der voluminöser ist als das homologe Element im lutrinen unteren M_1 und dem Zahn einen mehr melinen Zug verleiht. Dazu kommt der zu einem Wulst aufgeworfene innere Talonrand, der entweder ungegliedert oder wie bei der Species taxodon in eine Reihe niederer Hügelchen aufgelöst sein kann. Die Prämolaren sind einfach gebaut. Der obere Canin steht seinem Homologon im Gebiss des rezenten Meles meles strukturell sehr nahe.

Diese Definition des Genus Trochictis wird auf Grund der noch beizubringenden Belege der Maxillarbezahnung, des Schädels und des Skelettes in mancher Hinsicht zu ergänzen sein.» (Op. cit., p. 306—307.)

A striking resemblance to *Pannonictis* is exhibited by the Mustelid form described from the nodule bed of the Red Crag, near Woodbridge, by NEWTON[9]) as «*Lutra dubia* BLAINVILLE». To judge from the figures published by NEWTON, the likeness is so pronounced that the generic identity of the two forms does not seem to be excluded. At any rate, the question should be subjected to further consideration. NEWTON writes about this fragment as follows:

« . . . a right ramus of a lower jaw of an otter-like animal (fig. 1), which differs from *Lutra vulgaris* in having the carnassial tooth longer from before backwards, and proportionately narrower, while its inner cusp is smaller than in this recent species. The entire alveolar border is preserved, excepting that for the incisors, and measures from the back of the canine to the back of the hindermost molar 40 mm. The depth of jaw below the middle of the carnassial tooth is 17 mm. The carnassial itself is 16 mm. long, 6 mm. wide, and the crown is 5 mm. high. The number of cheek-teeth is apparently the same as in *L. vulgaris* (c. $\overline{1}$, pm. $\overline{3}$, m. $\overline{2}$); but the front premolar seems to have been smaller and placed more obliquely, while the hinder premolar was larger than in *L. vulgaris*. The fangs of the

[9]) E. T. NEWTON: On some New Mammals from the Red and Norwich Crags. Quart. Journ. of the Geol. Soc., XLVI, London, 1890, p. 444, Pl. XVIII, Figs. 1*a*—*c*.

premolars also differ from those of *L. vulgaris* in that each tooth has the hinder fang much larger in proportion to the front one, and this is especially the case in the tooth immediately in front of the carnassial, the piece of fang remaining in the hinder alveolus of this tooth being nearly three times the size of the anterior fang. These differences prevent the Red-Crag specimen from being referred to *Lutra vulgaris.*»

«*Lutra dubia,* Blainv., from the Miocene of Sansan, bears a very close resemblance to our specimen «. . . .» The greatest differences observable are that the Paris specimen has the ramus deeper below the premolars, the carnassial tooth not quite so narrow at its hinder part, and not so much curved from before backwards. The last molar also seems to be somewhat larger than the tooth could have been which occupied the hinder alveolus of the Red-Crag specimen. These differences, which are to some extent due to wearing and rolling, are not sufficient, as it seems to me, to prevent this British Red-Crag lower jaw being referred to De Blainville's *Lutra dubia.*» (Op. cit., p. 444—445.)

It is not without interest to remark that the jaw described and figured by Newton has very certainly nothing to do with Blainville's «*Lutra dubia*» which, in turn, appears to belong to an animal widely differing from *Lutra*.

Quite lately Simionescu[10]) published a paper on the Pliocene Fauna of Mălușteni (Moldavia), in which a large-sized Mustelid is described and figured as «*Lutra rumana* n. sp.». There is little doubt about this species's not being a *Lutra*, though, on the other hand, it cannot be brought into relation with *Pannonictis* either, differing from the latter also by its considerably larger size.

As to the problem of descent, I do not think to be wrong in suggesting that the American group «*Galictis*» and the Neogene Mustelids of Eurasia, viz. *Trochictis, Pannonictis* and *Enhydrictis*, characterized by a *Grison*-like dentition, may be retraced to such common stock of Oligocene Carnivores, the Mio-Pliocene offspring of which still possessed a wide range of geographical distribution, comprising both America and Eurasia. It is not impossible, of course, that the forerunners of the «*Galictis*» group reached America towards the end of the Neogene only, and that their route of extension lead through Asia. Later on the ancient relations of the recent «*Galictis*» group became extinct both in Europe and Asia, and survived in America only. This is perhaps due to the climatic changes which happened in the Pleistocene.

[10]) I. Simionescu: Vertebratele pliocene de la Mălusteni (Covurlui). Acad. Română, Public. Fond. Vasile Adamachi, IX, No. XLIX, Bucuresti, 1930, p. 91—92, Figs. 10—11, Pl. II, Fig. 17, Pl. IV, Fig. 5.

A late branch of the *Trochictis* stem, the *Pannonictis,* lived, as relic, at the end of the Pliocene in S. Hungary, while another branch, which is represented by *Enhydrictis,* occurred on the territory that comprised Sardinia. Here it adapted itself to the aquatic mode of life which did not interfere with the preservation of the form's ancestral type of dentition, and so it came that, on the whole, *Enhydrictis* proves to have assumed lutroid characters.

II.

Zwei Schädelhöhlen-Steinkerne von *Pannonictis pliocaenica* KORMOS.

Von Dr. TILLY EDINGER (Frankfurt a./M.)

(Mit 3 Abbildungen.)

Bei dem reichen Material seiner *Pannonictis,* das KORMOS im Oberpliozän von Villány (Südungarn) gesammelt hat, befinden sich auch zwei Steinkerne von Schädelhöhlen. Diese wurden mir von Dr. KORMOS zur Bearbeitung übersandt.

Grobkörnige Terra rossa hatte die beiden — jetzt verschwundenen — Schädelhöhlen grösstenteils, aber nicht ganz allein ausgefüllt. Teilweise hat Kalkspat den Steinkern gebildet. Und wie die umgebende Fundschicht, so hat auch das Material der Steinkerne den Charakter einer Breccie; bei Exemplar I steckt in der rötlichen Grundmasse das Bruchstück eines kleinen Röhrenknochens (Abb. 1, Kn) und ein Stein von 14 mm Breite (die Länge ist nicht feststellbar; Abb. 1, St). Dieser Klotz lässt erkennen, dass die Schädelhöhle schon zerbrochen war, als das Füllsel eindrang.

Es ist also nicht verwunderlich, dass die beiden Schädelhöhlensteinkerne leider recht unvollständig sind. Beide stellen nur Teile der hinteren Hälfte des Vorderhirns dar, Exemplar I zwar mit einem winzigen Stück Kleinhirn, dabei hat aber Verdrückung an jedem Exemplar eine scharfe Kante gepresst, selbst die erhaltenen Teile sind also etwas aus der Form geraten. Wenn wir trotzdem einzelne Furchen und Windungen des Gehirns an den Steinkern-Fragmenten klar ausgeprägt finden, so verdanken wir das der Tatsache, dass sich bei kleinen Raubtieren das Windungsrelief des Gehirns dem Schädel besonders innig einzudrücken pflegt. Solche Oberflächenzüge eines Gehirns sind freilich nur noch von geringem Interesse, seit man ihre individuelle Variabilität kennt und weiss, dass nicht die Furchen es sind, welche die Provinzen im Feinbau der Hirnrinde begrenzen. Form und Grösse des Gehirns der *Pannonictis* lässt aber keines der beiden vorliegenden Steinkern-Bruchstücke erkennen.

Wir sehen also der weiteren Ausbeutung des vielversprechenden Fundorts noch mit Spannung entgegen — zumal vom Gehirn fossiler Musteliden

bisher weiter nichts bekannt ist, als ein Bruchstück der Oberseite des Vorderhirns der oligozänen *Stenoplesictis* (ELLIOT SMITH, 1898) und zwei Gehirne der untermiozänen Otter *Potamotherium* (FILHOL, 1888—1889; diese Beschreibung, nach der ich früher (1929) vergeblich fahndete, wurde mir jetzt durch freundliche Auskunft von Dr. HELBING, Basel, zugänglich); *Pannonictis* ist aber ein Landbewohner. Der ursprünglich von TROSCHEL (1863) für wahrscheinlich *Mustela* gehaltene untermiozäne Steinkern Abb. 3*d* dürfte eher einer Viverride gehören (H. v. MEYER, 1865).

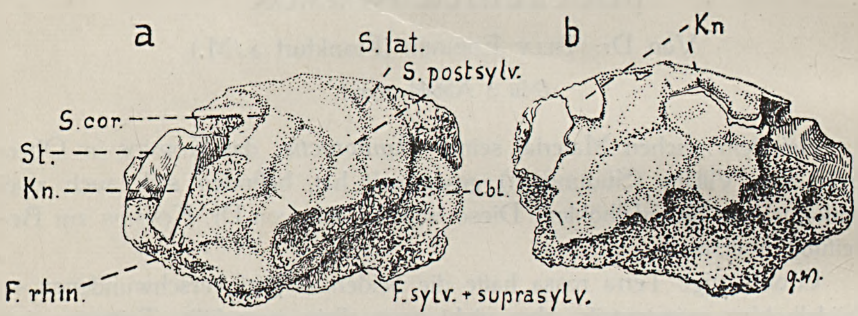


Abb. 1. *Pannonictis pliocaenica* KORMOS, Schädelhöhlen-Steinkern Nr. I. *a)* von links (Cbl: Kleinhirn, Kn: Splitter eines Röhrenknochens, St: Steinklotz); *b)* von rechts (Kn: Knochen des Schädeldachs); 5/6 nat. Gr.; Oberpliozän. Gezeichnet von G. WINTER v. MOELLENDORFF.

Exemplar I (Abb. 1) ist das grössere Stück. Es stellt Teile der hinteren Hirnhälfte dar. Der linke Abschnitt ist besser erhalten als der rechte, doch auch hier ist die Unterseite fast ganz zerstört, der rechten fehlt sie überhaupt. Immerhin lässt sich an den hintersten Partien des linken Teils die grösste Breite für das ganze Gehirn auf etwa 45 mm schätzen, was genau der Breite des *Potamotherium*-Gehirns (Abb. 3*c*) entspricht. Die Verdrückung hat freilich unser Stück so zusammengestaucht, dass nicht nur, etwa auf der Medianen, ein scharfer Kiel entstand, sondern die Füllmasse des Schädels ist auch noch von links nach rechts in der Weise überschoben, dass sie ein Stück des Schädeldachs eingeklemmt hat; Abb. 1*b* sehen wir in einer Paramedianen von unten nach oben Steinkern, Knochen, Steinkern sich folgen. Etwas Knochen haftet auch noch dem Kaudalende des Vorderhirns an. Unten, links hiervon sieht man einen Teil eines der linken Hemisphäre des Kleinhirns entsprechenden Steinkerns (Abb. 1*a*, Cbl). Von eigentlichen Charakteristika des Gehirns ist mithin nichts als die Furchen der circumsylvischen Gegend der linken Hirnseite vorhanden.

Den Schädel der dachsgrossen *Pannonictis* stellt KORMOS (1931) vergleichend zwischen die von *Meles* (Dachs) und *Gulo* (Vielfrass). Wir ver-

gleichen ihr Gehirn also in Abb. 3 mit zwei Exemplaren des Dachsgehirns, das mehrfach beschrieben ist. Die hier wiedergegebenen, von FLATAU & JACOBSOHN (1899) und von ELLIOT SMITH (1902) untersuchten Dachsgehirne zeigen denn auch an der unseren Steinkernen entsprechenden Stelle ungefähr denselben Furchungstyp wie diese, das heisst eine gut ausgeprägte sylvische Spalte, nach hinten-oben ziehend, umgeben von zwei im Bogen um sie herum ziehenden Furchen; der untere Bogen ist vorn und oben der Sulcus suprasylvius, hinten geht er in den Sulcus postsylvius über und der obere Bogen besteht aus dem mit dem Sulcus lateralis verbundenen Sulcus coronalis bei dem FLATAU—JACOBSOHN'schen Exemplar. Die zwei Gehirne

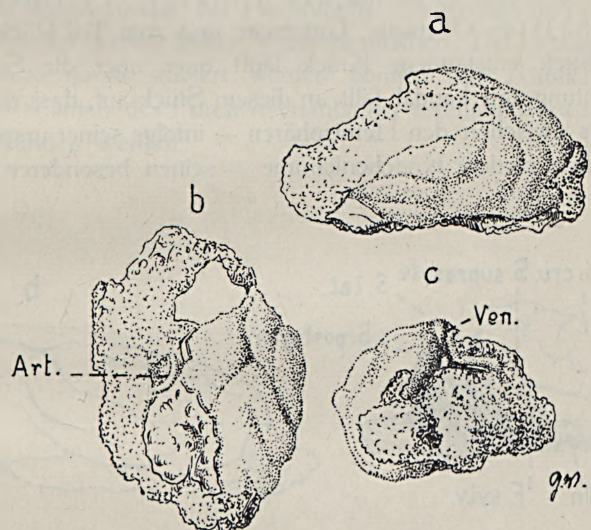


Abb. 2. *Pannonictis pliocaenica* KORMOS, Schädelhöhlen-Steinkern Nr. II. *a)* von links; *b)* von unten (Art.: Arteria carotis cerebralis); *c)* von hinten (Ven.: Sinus sagittalis superior); 5/6 nat. Gr.; Oberpliozän. Gezeichnet von G. WINTER v. MOELLENDORFF.

Abb. 3*a* und *b* zeigen aber gleich, wie variabel die Furchen selbst innerhalb einer Art verlaufen können: bei dem ELLIOT SMITH'schen Dachshirn ist der Sulcus coronalis nicht mit dem S. lateralis verbunden und während bei dem FLATAU—JACOBSOHN'schen *Meles* die sylvische Furche keine Nebenäste hat, läuft bei dem anderen Exemplar der obere Teil der suprasylvischen Furche in die sylvische Grube hinein.

Am Gehirn der *Pannonictis* waren sylvia und suprasylvia einander gleichfalls so genähert, dass wir sie am Steinkern streckenweise ineinandergelaufen, d. h. als gemeinsame Grube im Stein finden. Dies entspricht der heutzutage bei *Meles* beobachteten Tendenz des vorderen Asts der sylvischen

Windung «of being tucked away in its upper part below the surface of the brain» (BEDDARD, 1895, p. 141). Die innere Bogenfurche ist vorn tatsächlich der sylvischen so genähert, dass die dazwischen liegende Windung von der Gehirnoberfläche verschwunden ist. Vom oberen Ende der inneren Bogenfurche zieht eine seichte Rinne zum Sulcus coronalis. Hingegen hat dieser Sulcus coronalis — im Gegensatz zu dem des FLATAU—JACOBSOHN'schen *Meles, Stenoplesictis* und *Potamotherium*, aber in Übereinstimmung mit dem ELLIOT SMITH'schen *Meles, Gulo* und *Lutra* — keinen Anschluss an die kaudale Hälfte des äusseren Bogens, den am Steinkern ebenfalls deutlichen Sulcus lateralis.

Exemplar II (Abb. 2) ist nur der hinterste Teil der linken Vorderhirnhälfte: Oberseite, Unterseite und zum Teil Rückseite. Der durch Gebirgsdruck entstandene Knick läuft quer über die Seitenfläche. Bei der Betrachtung von kaudal fällt an diesem Stück auf, dass der mediane venöse Blutsinus zwischen den Hemisphären — infolge seiner ursprünglichen Umrahmung durch niedere Knochenkämme — seinen besonderen Kalkspat-

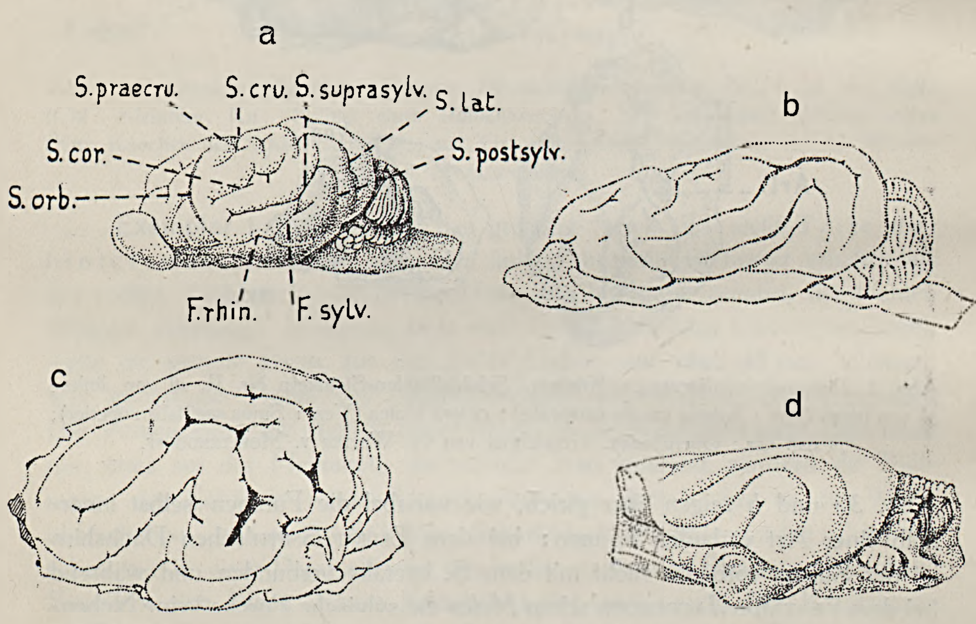


Abb. 3. Gehirne fossiler und rezenter Verwandter der *Pannonictis* zur Ergänzung der in Abb. 1 und 2 wiedergegebenen Bruchstücke und zum Vergleich. a) *Meles meles* L., ein Gehirn von links nach ELLIOT SMITH (1902); 5/9 nat. Gr.; rezent. b) *Meles meles* L., ein Gehirn von links nach FLATAU—JACOBSOHN; 5/6 nat. Gr.; rezent. c) *Potamotherium valetoni* GEOFFR., FILHOL's Abbildung der rechten Gehirnseite spiegelbildlich dargestellt; 5/6 nat. Gr.; Untermiozän. d) Viverride, H. v. MEYER's Abbildung der rechten Gehirnseite spiegelbildlich dargestellt; 5/6 nat. Gr.; Untermiozän. Umgezeichnet von G. WINTER v. MOELLENDORFF.

steinkern zu haben scheint (Abb. 2*c*, Ven). Die Unterseite des Stücks zeigt links den Steinkern des Kanals der rechten Arteria carotis cerebralis als glatten Halbkreis am Rande eines von Kalkspatwaben erfüllten Knochen=rests (Abb. 2*b*, Art.). Auch an diesem *Pannonictis*=Gehirn können wir gerade die Furchen der sylvischen Gegend studieren und auch hier ist ihr Verlauf dem *Meles* Abb. 3*a* mehr entsprechend als dem *Meles* Abb. 3*b*: der Sulcus praesylvius kommuniziert mit dem sylvischen. Unsere Kenntnis der Variabilität solcher Verhältnisse (Abb. 3) hindert uns aber, daraus irgendwelche Schlüsse zu ziehen.

Beide Steinkernreste der *Pannonictis* entsprechen den um die sylvische Grube gelegenen Teilen linker Vorderhirnhälften. Der Verlauf der Furchen ist alles, was daran studiert werden konnte. Ihm Ähnliches kann auch unter den Varianten des Furchenverlaufs bei rezenten Verwandten der *Pannonictis* gefunden werden.

LITERATUR-VERZEICHNIS.

BEDDARD, F. E.: On the Brain of *Gulo*. — Proc. Zool. Soc. London, 1895.

EDINGER, T.: Die fossilen Gehirne. — Berlin (J. SPRINGER), 1929.

FILHOL, M.: Observations concernant le cerveau du *Potamotherium Valetoni*. — Bull. Soc. Philom. Paris, 8. sér., **1**, 1888—89 (Paris, 1889).

FLATAU, E. & L. JACOBSON: Handbuch der Vergleichenden Anatomie des Centralnervensystems der Säugetiere. I. Makroskopischer Teil. — Berlin (S. KARGER), 1899

KORMOS, T.: *Pannonictis pliocaenica* n. g., n. sp., a new Giant Mustelid from the Late Pliocene of Hungary. — Annales Inst. Reg. Hungarici Geologici, XXIX, 3. 1931.

MEYER, H. v.: Fossiles Gehirn von einem Säugetier aus der niederrheinischen Braunkohle. — Palaeontographica, **14**, 1865.

SMITH, G. ELLIOT: On the Morphology of the Brain in Mammalia, with special Reference to that of the Lemurs, recent and extinct. — Transact. Linn. Soc. London (Zool.) 2. Ser., **7**, 1898.

SMITH, G. ELLIOT: Descriptive and Illustrated Catalogue of the Physiological Series of Comparative Anatomy contained in the Museum of the Royal College of Surgeons of England. II. Ed., London, 1902.

TROSCHEL: Über ein fossiles Gehirn aus dem Tertiärgebirge und einen Krebs aus der Steinkohle. — Corresp.-Bl. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westphalens, 1863.

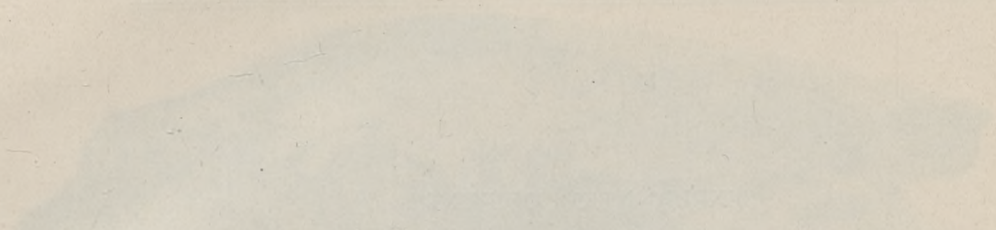
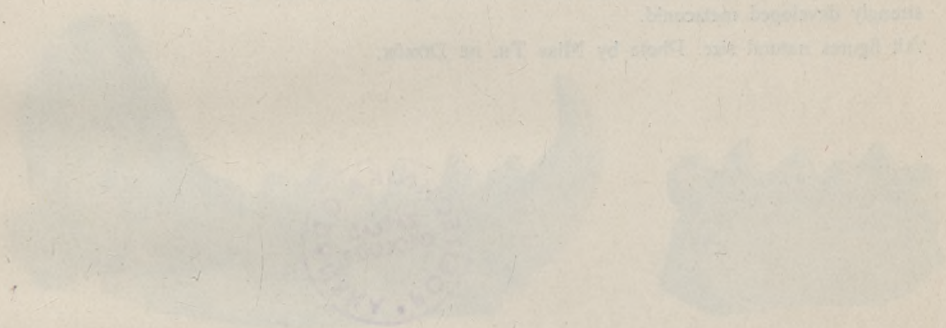


Fig. 1. [illegible] view [illegible]. [illegible] Inst. of Hungary, No. Ob [illegible]
Fig. 1a. Ventral view [illegible]. The [illegible] of the [illegible] is [illegible] concealed under the left palatal bone, which fact is due to the deformation of the fossil.
Fig. 2. Right mandible, lateral view. Type specimen. (Coll. Geol. Inst. of Hungary, No. Ob 2396.)
Fig. 3. Medial view of a fragment of a right mandible. The figure shows well the [illegible] strongly developed metaconid.
All figures natural size. Photo by Miss T. [illegible]





EXPLANATION OF PLATE.

Pannonictis pliocaenica n. gen., n. sp. — Kalkberg, Villány, County of Baranya, S. Hungary. Leg. TH. KORMOS, Ph. D.

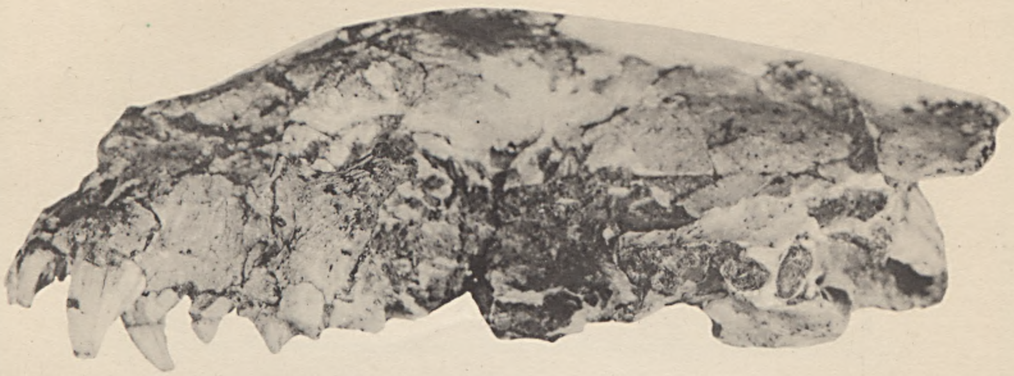
Fig. 1. Lateral view of skull. Type specimen. (Roy. Geol. Inst. of Hungary, No Ob/3594.)

Fig. 1*a*. Ventral view of same. The m^1 of the right side is, in its medial portion, partly concealed under the left palatal bone, which fact is due to the deformation of the fossil.

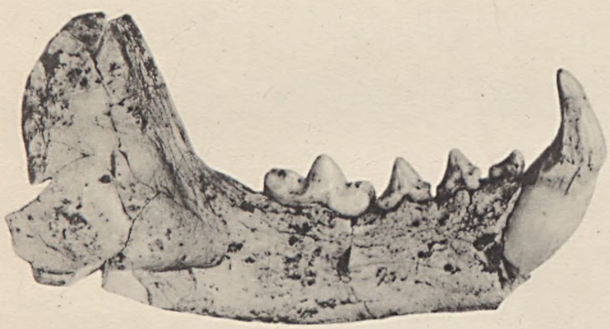
Fig. 2. Right mandible, lateral view. Type specimen. (Roy. Geol. Inst. of Hungary, No Ob/3596.)

Fig. 3. Medial view of a fragment of a right mandible. The figure shows well the carnassial's strongly developed metaconid.

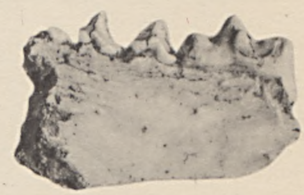
All figures natural size. Photo by Miss TH. DE DÖMÖK.



1



2



3

1 a



PHOT. T. v. DÖMÖK. KORMOS: Pannonictis n. g., n. sp.

ANNALES
INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI

XXIX. 4.

ZUR MORPHOLOGIE DER HÖHLENBÄRENSCHÄDEL AUS DER IGRIC-HÖHLE

VON

MÁRIA MOTTL

MIT 35 TEXTFIGUREN.

BUDAPESTINI, 1933.

EDITIO INSTITUTI REG. HUNGARICI GEOLOGICI.

Manuscriptum conclusum 30. VI. 1932.
Datum editionis . . . 10. V. 1933.

Ex officina typographica „Stádium“, Budapestini.

INHALTSVERZEICHNIS.

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN.

EINLEITUNG.

Im Februar 1931 erschien das zweibändige, inhaltsreiche Werk des Wiener Speläologischen Institutes: «Die Drachenhöhle bei Mixnitz», redigiert von OTHENIO ABEL und GEORG KYRLE. Das prachtvoll ausgestattete Werk enthält die genaue Beschreibung der Ausgrabungen der genannten Höhle, sowie die wirtschaftlichen und wissenschaftlichen Resultate der Ausgrabungen. Vom Standpunkte der Paläontologie enthält diese Monographie die bisher gründlichsten und eingehendsten Abhandlungen über den Höhlenbären.

Die ungarische Literatur über den Höhlenbären bestand bisher nur aus kürzeren—längeren Artikeln, eingehender hat sich aber niemand mit diesem mächtigen Raubtier der Eiszeit beschäftigt, das auch unsere Höhlen dauernd besiedelte. Besonders von zwei Fundorten: aus der Oncsásza-Höhle im Komitat Bihar und aus der Igric-Höhle liegen massenhaft Reste des Höhlenbären vor. Von den Resten der beiden Fundorte schienen die aus der Igric-Höhle einer wissenschaftlichen Bearbeitung wert. Dieses Material wurde von DR. TIVADAR KORMOS geborgen und liegt im Museum der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt.

Das aus der Igric-Höhle zum Vorschein gekommene reiche Material spornte mich an, auf Grund der Schädelmasse von Mixnitz auch die Bären der Igric-Höhle monographisch zu bearbeiten und besonders die Morphologie, Masse und Variation der Schädel zu studieren. Als weiteres Ziel schwebte mir vor, ein einheitliches Bild über die Bären der Igric-Höhle zu geben und diese mit dem *Ursus spelaeus* von Mixnitz zu vergleichen.

Ich danke der Direktion der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt für die Überlassung des Materials zu meinen Studien und vielen ungarischen Paläontologen für die mir erwiesene Unterstützung.

Budapest, im April 1932.

DR. MÁRIA MOTTL.

I.

Topographie und Fauna der Igric-Höhle.

Die Igric-Höhle liegt im Osten des Komitates Bihar, im Dachsteinkalk der Gemeinde Pestere (in der nähe von Élesd), am linken Ufer des Sebeskörös-Flusses. Sie ist schon seit langem bekannt. Zuerst wurde sie von Salamon Petényi, János und Gyula Kovács, sowie dem Grafen Kornis in 1850 ausgebeutet.[1] Die geologischen Verhältnisse des Gebietes wurden 1852 von Franz Hauer beschrieben. Laut seiner Schilderung ist die Höhle schwer zu erreichen und es werden in seiner Arbeit die zahlreichen Nebengänge, Tropfsteine, sowie auch die Reste von *Ursus spelaeus* erwähnt (Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst., Bd. III, p. 31). In 1858 wurden die naturhistorischen Verhältnisse des Bihargebirges von einer vom Erzherzog Albrecht ernannten Kommission untersucht (Adolf Schmidt: Das Bihargebirge). In 1875 erstattet Ferdinand Hochstetter einen Bericht über die Höhlenbären-Reste der Igric-Höhle.[2] Aus demselben Jahr stammt der Bericht Prof. József Szabó's, der bemerkt, dass in der Igric-Höhle sehr viele *Ursus spelaeus* vom Wasser zusammengeschwemmt wurden. Die erste eingehendere Beschreibung stammt aus der Feder Ede Themák's vom Jahre 1871. Dr. Tivadar Kormos hat seine Ausgrabungen in der Igric-Höhle im Jahre 1913 begonnen[3] und setzte sie im Jahre 1914 fort.[4]

Auf Grund der eingehenden Beschreibungen von E. Themák und T. Kormos können wir die Topographie der Höhle folgenderweise charakterisieren:

Der Eingang der Höhle öffnet sich 83 m oberhalb des Talgrundes der Sebeskörös, ist halbkreisförmig, 1·2 m hoch und 2·3 m breit. Der gegen

1 Themák, E.: Az igrici csontbarlangról. (Földtani Közl., 1871, p. 146.)

2 F. Hochstetter: Über Reste v. Ursus spelaeus aus d. Igritzerhöhle im Biharer Kom. (Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanst., 1875.)

3 Kormos, T.: Die Resultate meiner Ausgrabungen im Jahre 1913. (Jahresber. Kgl. Ung. Geol. Reichsanst. für 1913, p. 559.)

4 Kormos, T.: Neue Ausgrabungen in der Igric-Höhle. (Jahresber. der Kgl. Ung. Geol. Reichsanst., 1915, p. 557.)

NW gerichtete Eingang fällt zwischen die Koten Gy. Corbilor (416) und La Cruce (430). Die Höhle zieht sich in S—SW-licher Richtung und besteht aus kleineren—grösseren, durch Gänge verbundenen Hallen. (Ihre Temperatur steht ständig oberhalb 9 C°). Der Boden erhöht sich vom Eingang über die Petényi-Halle etwas, von hier angefangen ist er horizontal, dann führt ein stets absteigender, enger Gang zur Knochenhalle oder zum sogenannten Bärenwirbel (Medveörvény) hinab. Dieser Saal hat einen Durchmesser von 13·38×14·73 m, ist 40 m hoch und liegt um 11 m tiefer, als der Eingang. Die Probegrabungen wurden im grossen Saal (T) auf einem Gebiet von 7×3·8 m begonnen, die ursprünglich 2·5 m tiefe Grube wurde später bis 4 m vertieft und auf 80 m² vergrössert. Bis zur Tiefe von 3·5 m lag ein homogener, etwas geschichteter Höhlenlehm mit sehr vielen Knochen. Unterhalb dieser Tiefe folgte ober dem Felsenboden rostroter, kolloider, harter und plastischer Lehm mit weniger Knochen.

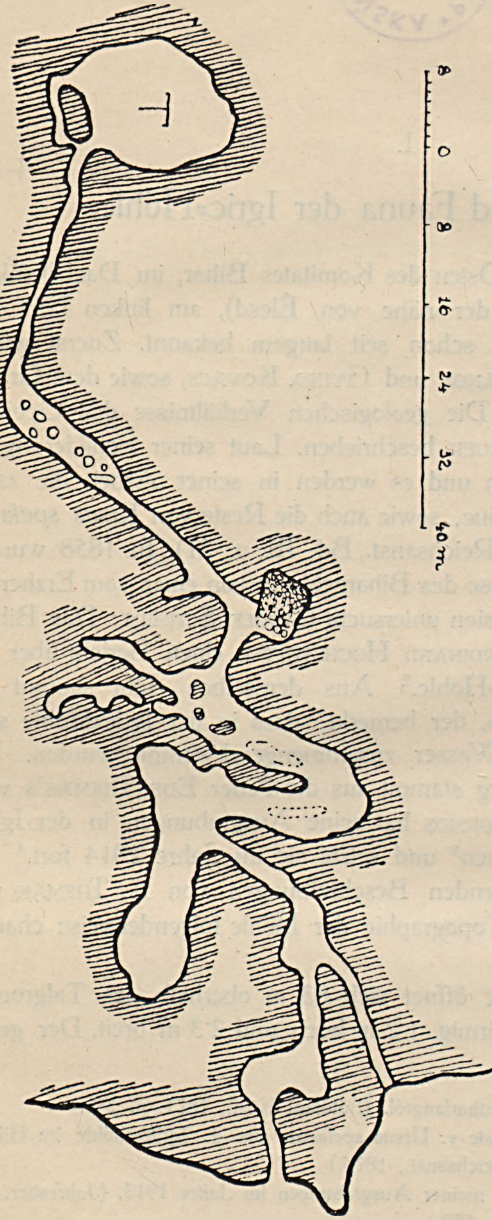


Fig. 1. Grundriss der Igric-Höhle.

Die Fauna des braunen Lehms besteht aus folgenden Arten:

1. *Ursus spelaeus* R.
2. *Hyaena crocuta spelaea* GFSS.
3. *Felis leo spelaea* GFSS.
4. *Canis lupus spelaeus* GFSS.
5. *Ibex (alpinus* L.)?
6. *Alopex vulpes* L.
7. *Equus (caballus* L.)?
8. *Taxus meles* L.
9. *Mustela* sp.

Aus der südlichen Mauer des grossen Saales öffnet sich ein 2 m breiter und 1·7 m hoher Nebengang. Dieser war von Sediment erfüllt und durch einen Felsen versperrt, der gesprengt wurde. Am Eingang, zwischen der Wand des Ganges und dem Felsen eingekeilt fand sich ein fast komplettes *Hyaena*-Skelett. Der Gang war oben mit braunem Lehm, unten mit gelbem Sand ausgefüllt und dürfte gegen den Knochensaal zur Zeit der dortigen Sedimentierung abgeschlossen gewesen sein.

Im Knochensaal lagen die Knochen wirr durcheinander und zerfielen hie und da zu einer rahmartigen, weichen Masse. Nach KORMOS dürfte am Boden des Saales ein temporärer See bestanden haben, in dessen Wasser die Kadaver infolge wiederholter Katastrophen gelangten. Ihre Knochen wurden mit der Zeit losgelöst und in dem von der Luft abgesperrten Sediment gut konserviert. Auch JÁNOS KOVÁCS dachte daran, dass der Boden des Saales von Wasser erfüllt war und dieser Umstand die Knochen vom Zerbröckeln bewahren konnte. Die Bären bewohnten die ganze Höhle samt ihren verschiedenen Abteilungen, ihre Kadaver, resp. Knochen wurden aber bei Wolkenbrüchen oder Überschwemmungen vom angesammelten Wasser in den Knochensaal, als den tiefsten Abschnitt der Höhle zusammengeschwemmt. Diesem Umstand kann es zugeschrieben werden, dass die Schädel in verschiedenem Grad abgewetzt und überhaupt ungleich erhalten sind. Wahrscheinlich lagen einzelne Schädel, an denen selbst die Nasenmuscheln erhalten blieben, auf primärer Lagerstätte. Bei der Ausbildung der Höhle spielten Erosion und Einsturz eine Rolle, während der erste Anfang durch Auswaschung entstanden ist. Prof. JENŐ CHOLNOKY betrachtet die Igric-Höhle als eine typische Ponor-Höhle.[1]

Abbildung 1 stellt den Grundriss der Höhle auf Grund der Vermessungen LAJOS ROEDIGER's dar.[2]

[1] CHOLNOKY, J.: Általános földrajz. Bd. II, p. 210. (Allgemeine Geographie. Nur ungarisch.)

[2] ROEDIGER, L.: A pesterei barlang helyszinrajza. (Orv. Term.-tud. Ért., 1881. Nur ungar.)

II.

Die Bearbeitung der Bärenknochen aus Mixnitz.

Das mächtige Bärenmaterial der Drachenhöhle von Mixnitz haben O. Antonius („Bericht über die Untersuchung der Höhlenbärenschädel"), W. Marinelli („Der Schädel des Höhlenbären"), H. Dexler („Über Hirnschädelausgüsse von *Ursus spelaeus*"), K. Ehrenberg („Die Variabilität der Backenzähne beim Höhlenbären", „Über die ontogenetische Entwicklung des Höhlenbären"), A. Bachofen-Echt (Beobachtungen über die Entwicklung und Abnützung der Eckzähne bei *Ursus spelaeus* und seiner Urform"), R. Breuer („Zur Anatomie, Pathologie und Histologie der Zähne und der Kiefer von *Ursus spelaeus*", „Pathologisch-anatomische Befunde am Skelette des Höhlenbären") und O. Abel („Die Degeneration des Höhlenbären von Mixnitz und deren wahrscheinliche Ursachen") bearbeitet. Ich rekapituliere die Schlussfolgerungen ihrer Untersuchungen — zwecks späteren Vergleiches — im Folgenden:

Im Laufe der Ausgrabungen in der Drachenhöhle zu Mixnitz kamen 16, mehr—weniger gut und 50 fragmentarisch erhaltene Schädel und etwa ebensoviele Unterkiefer des Höhlenbären zum Vorschein. Von diesen wurden zum Studium der grossen Variabilität 49 adult—senile Schädel benutzt. Das ganze Höhlenbärenmaterial wird in der genannten Monographie als systematisch und biologisch abgeschlossene Einheit behandelt und die Schädel werden ihrer Grösse nach in zwei Gruppen aufgeteilt:

1. Basilare Länge 462—402 mm.
2. Basilare Länge 384—343 mm.

Die Zahl der kleinen Schädel betrug im ganzen nur 9. In Anbetracht der kleinen Zahl dieser Individuen, ferner da sie mit den grossen Schädeln zusammen zum Vorschein kamen und nach den Untersuchungen von O. Antonius die Abweichungen nicht auf sexuelle Unterschiede zurückgeführt werden können — wurden all diese als Reste von in ihrer Entwicklung gehemmten, verkümmerten Zwergindividuen betrachtet. Als solche verweisen sie im Gegensatz zu den grossen Formen der Blütezeit schon auf eine gewisse Degeneration. Deshalb wurden die kleinen Schädel nicht unter die 49 auserlesenen Schädel aufgenommen und auch nicht eingehender

studiert. Alle Untersuchungen, Berechnungen und Resultate beziehen sich demnach nur auf den grossen Typ.

Auf Grund der Entwicklung und des Charakters des Schädels wurden zwei Typen unterschieden: ein Mops- und ein Windhund-Typ. Ersterer ist kurz und hoch, letzterer lang und schmal. Zwei Schädel wurden wegen ihrer flachen Stirnregion separat studiert und der eine davon als primitive Form mit der Bezeichnung *Deningeri-Stadium* von den übrigen getrennt.

Im Laufe der Untersuchungen konnte festgestellt werden, dass sexuelle Unterschiede nur in der Entwicklung des M^2, resp. der Länge der molaren Reihe, ferner in der Ausbildung des Eckzahns und der Mandibula (starker, gut entwickelter Caninus und gedrungene, gebogene Mandibula beim Männchen) zu erkennen sind, im übrigen aber Geschlechtsunterschiede „an Bärenschädeln nicht mit Sicherheit festgestellt werden können“ und letzten Endes sich nichts sicheres über Geschlechtsdifferenzen aussagen lässt.[1]

Nach Marinelli verweist die starke Variation der molaren Reihe und der Stirnregion auf Funktionsänderung und kann als Übergang vom omnivoren zum herbivoren Typus betrachtet werden.

Marinelli behandelt in seiner prachtvollen funktionellen Analyse die formellen und funktionellen Zusammenhänge des allgemeinen Baues des Säugetierschädels und studiert eingehend die Abweichungen des Bärenschädels vom Raubtierschädel: die mehr abgerundete Form des Hinterschädels, die verkürzte Schnauze, den minder gebogenen und mehr sich ausbreitenden Jochbogen, das Fehlen des Reisszahnpaares und endlich die Ausbildung der Glabella. Marinelli betrachtet die mopsartige Ausbildung als Verkümmerung, während er die Ausbildung der Glabella mit der verminderten Funktion des Fangapparates in Beziehung bringt. Die kurze Schnauze wurde infolge der Inaktivität des Fangapparates — aus unbekannten Gründen — zu einem Artcharakter, der beim progressiveren Männchen auffallender, als beim konservativeren Weibchen ist. Die Stirn ist im Laufe der Entwicklung mit der Molarenreihe in eine neue funktionelle Beziehung getreten, was dann die Richtung der Kräfteübertragung beeinflusste. Die Glabella ist daher funktionell als ein negatives Merkmal zu betrachten.

Marinelli zählt die gebogenen Mandibeln zum Mopstypus, die verlängerten, unten geraden zum Windhundtypus.

Ehrenberg unterstützt die Verkürzung des Gesichtsschädels und im Zusammenhang damit des Unterkiefers mit der kulissenartigen Stellung der

[1] O. Abel und G. Kyrle: Die Drachenhöhle bei Mixnitz, p. 383 und 421.

Schneidezähne, mit der Wanderung des Caninus und der Stellung des M^2 und M_3.

Dem Alter nach haben die genannten Forscher 4 Stadien unterschieden:

1. Bezahnung unversehrt.
2. Beginnende Abnutzung und Abschliessung gewisser Nähte.
3. Vorgeschrittene Abnutzung.
4. Vom vorgeschrittenen Alter bedingte osteologische Veränderungen.

Vom embryologischen Gesichtspunkt wurde bewiesen, dass der Schädel des Höhlenbären während seiner Ausbildung zuerst das *Arctos*- und *Deningeri-Stadium* durchmachte, um endlich die typische Form zu erreichen.

Auf Grund der erzielten Beobachtungen und Resultate stellte dann O. ABEL seine Degenerationshypothese bezüglich des Aussterbens der Mixnitzer Bären auf. ABEL geht vom Gedanken des Lebensoptimums aus. Der ursprünglich eine schmale Schnauze besitzende Höhlenbär blühte nach den kargen Verhältnissen der Riss-Eiszeit im Riss—Würm Interglazial noch einmal auf und die besonders günstigen Verhältnisse bedingten innerhalb der Art eine starke Variabilität. Es lebten Riesen und Zwerge neben einander, das günstige Klima, die ausreichende Nahrung, das Fehlen der Feinde, liessen selbst die schwachen, kränklichen Individuen zur Reife gelangen, welcher Umstand dann, da die degenerativen Eigenschaften vererblich sind, die Art verdorben hat. Die grosse Kälte der Würm-Eiszeit, ihre ungünstigen Verhältnisse und ihre Kargheit haben den Stamm abgeschwächt, viele junge Tiere gingen zugrunde, die Zahl der Männchen übertraf die der Weibchen, es fanden oft Frühgeburten statt, der Wurf war klein, die Zahl der verkümmerten, kranken Individuen nahm stets zu und das der herbivoren Nahrung angepasste Gebiss konnte sich schon nicht mehr zur rechten Zeit an die Omnivorie anpassen. Alle diese degenerativen Zeichen führten zum sicheren Artentod und haben den mächtigen, blühenden Stamm rasch gefällt.

III.

Die Bärenschädel der Igric=Höhle (Komitat Bihar).

Aus der Igric=Höhle (in der Nähe von Élesd) habe ich 96 Bären=schädel untersucht, die ich ihrer Grösse nach — ähnlich den Bärenschädeln der Mixnitz=Höhle — auf zwei Gruppen verteilen konnte.

In die erste Gruppe gehören die grossen Schädel mit bedeutend über

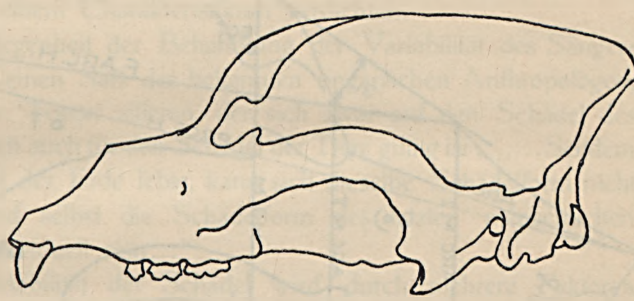


Fig. 2. Schädel Nr. 17. Grosser Typus. Basi=larlänge = 466 mm.

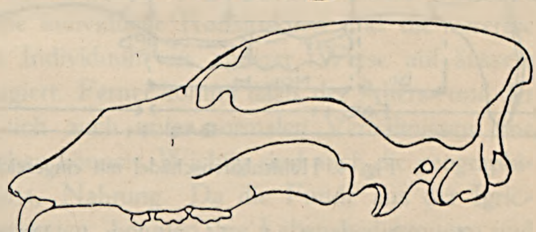


Fig. 3. Schädel Nr. 82. Kleiner Typus. Basilar=länge = 362 mm.

450 mm messender Basilarlänge, im allgemeinen gut entwickelter Glabella, starker Crista sagittalis, breiter Schnauze, dickem, gekrümmtem Eckzahn, breitgebogenem Arcus zygomaticus, gut ausgebildeter Occipitalregion und offenerer, freierer Fossa mandibularis.

Die Schädel der zweiten Gruppe (deren Basilar=Länge 398—362 mm beträgt) weisen ausser dem 104 mm betragenden Grössenunterschied eine flachere und schmälere Stirn, seitlich etwas gedrungenen Jochbogen, schmälere Schnauze, schmalen und kleineren Eckzahn, schmälere Occipitalregion und mehr geschlossene Fossa mandibularis auf.

Den Unterschied der beider Typen stellen die Textfiguren 2 und 3 deutlich dar.

Schädel von jungen Tieren waren in meinem Material verhältnismässig selten. Ich habe ca. 12 Schädelfragmente von kaum 1 Jahr alten Exemplaren studiert, von noch jüngeren Tieren lagen mir keine Schädelteile vor, nur Extremitäten. Die geringe Zahl der Bärenjungen im Gegensatz zur grossen Zahl der ausgewachsenen Tiere fiel schon gelegentlich der Ausgrabungen ins Auge (mündliche Mitteilung des Herrn Dr. T. Kormos). Die Schädel Nr. 66 und 9 stammen von etwa 1—2 jährigen, die übrigen von 2—3 jährigen Individuen. Von den entwickelteren juvenilen Formen gehören 8 zum breiten, 6 zum schmäleren Typus. Auffallend ist im Gegensatz zu den übrigen Massangaben die Schnauze, der Eckzahn und die Molarenreihe der jungen Männchen.

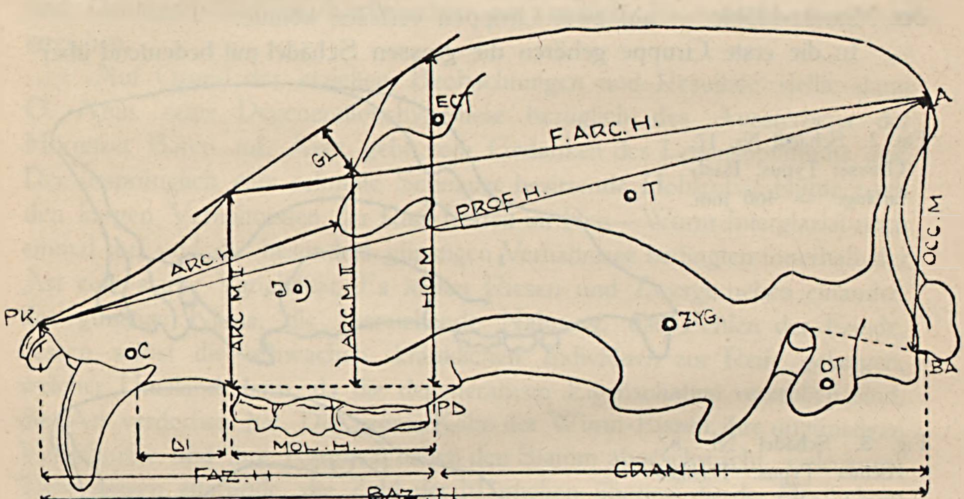


Fig. 4. Höhlenbärenschädel mit eingezeichneten Messpunkten.

Zum Ausdruck der Variabilität der Bären der Igric-Höhle habe ich — stets die Bedürfnisse der Vergleichbarkeit vor Augen haltend — 19 Messungen unternommen, die auch an den Schädeln von Mixnitz durchgeführt wurden. Diese Messungen sind z. T. ident mit den in der allgemeinen Kraniologie benutzten Broca-, Török-, Topinard'schen Messungen.

Alle Massangaben beziehen sich auf adulte—senile Schädel, die Resultate der Messungen juveniler Schädel habe ich in der Zusammenfassung meiner Resultate ausser Acht gelassen und nur embryologisch benutzt.

Abweichend von den Untersuchungen am Mixnitzer Material habe ich die Messungen sowohl am grossen, wie am kleinen Typus unternommen, so dass sich meine Resultate auf das Gesamtmaterial beziehen. Die kleinen

Schädel konnte ich schon deshalb nicht ausser Acht lassen, da ihre Zahl nicht 9, sondern 28 beträgt und wie schon KORMOS bemerkte, ihre Zahl samt den während der Ausgrabungen zugrunde gegangenen mit der Zahl der grossen Schädel beinahe gleichgewesen sein konnte.

Die Charaktere der einzelnen Schädel lasse ich durch meine Textzeichnungen veranschaulichen, die auf Grund numerierter Originalobjekte verfertigt wurden und stets nur das Wesentliche ausdrücken.

Die Variabilität der Bären der Igric-Höhle bleibt in nichts hinter der aus Mixnitz bekannten zurück und übertrifft sogar in einigen Fällen die letztere.

Die Mannigfaltigkeit ist übrigens ein charakteristischer Zug des Säugerschädels und diese Variabilität nimmt im Rahmen der einzelnen Arten besonders zu und kann sich mit der Zeit zu Typen ausbilden, d. h. zu Formen, die die gemeinschaftlichen Züge einer gewissen Gruppe in sich vereinen und sie zu einem Charakteristikum verdichten.

Bei dieser Gelegenheit der Behandlung der Variabilität des Säugerschädels möchte ich einen Satz des bekannten ungarischen Anthropologen, weil. Prof. AURÉL V. TÖRÖK zitieren, der sich zwar auf den Schädel des Menschen bezieht, doch auch für den Schädel der Tiere gültig ist: „...Seitdem der erste Mensch auf der Erde lebte, kann sich dieselbe Schädelform nicht wiederholt haben und selbst die Schädelform des letzten menschlichen Wesens wird nur individuell sein...“

Die grosse Variabilität der Schädel wird durch mehrere Faktoren beeinflusst. Vor allem durch die individuelle Konstruktion und die vererbte Neigung, infolge deren jedes Individuum in anderer Weise auf äussere Einflüsse und Änderungen reagiert. Ferner kommt dazu der Alters- und der sexuelle Unterschied, die in sich auch unter normalen Verhältnissen eine bedeutende Variabilität verursachen können. Wichtig sind auch die geographischen Faktoren: Boden, Klima, Nahrung. Da die Funde aus der Igric-Höhle mehrere Generationen vertreten, konnten ihre Lebensbedingungen und ihre Umwelt auch nicht genau dieselben gewesen sein, so dass ihre Anpassungen an die erwähnten Faktoren auch nicht gleich gewesen sein können, wodurch die Variabilität nur vergrössert wurde.

Wie wir gesehen haben, verband Prof. ABEL die grosse Variabilität mit der Blütezeit, resp. der Degeneration der Art, während dies nach O. ANTONIUS auch eine Domestikationserscheinung sein kann (Palaeontologische Zeitschrift, Bd. IV, Heft 2—3, pag. 105).

Die grosse Variabilität kann auch Ursache der grossen Anpassungsfähigkeit und raschen Entwicklungsfertigkeit einer Art sein; im letzteren Fall zeigt sich zwischen den verschiedenen Stufen immer eine Tendenz nach einer gewissen Richtung, bis endlich durch die langsam selektierende Wir-

kung der natürlichen Auslese die den Verhältnissen am besten entsprechende Form sich ausbildet.

Im Folgenden behandle ich die einzelnen Massangaben, wobei die Masse der kleinen Schädel mit denen der grossen perzentuell verglichen werden. Bei diesen vergleichenden Berechnungen habe ich stets die Mittelwerte einander gegenübergestellt. Ziel meiner Messungen war nicht nur der Nachweis der grossen Variabilität, sondern auch die Feststellung der in der Konstruktion der zwei Typen bestehenden Übereinstimmungen und Unterschiede, um dann die derart erzielten Folgerungen zum Nachweis des gleichzeitigen Bestehens der beiden Typen zu verwenden.

A) VARIABILITÄT.

1. **Die Basilarlänge** (vom Basion — Schneidepunkt der sagittalen Ebene mit dem oroventralen Rande des Foramen magnum — bis zum Prosthion — Schneidepunkt der sagittalen Ebene mit dem oralsten Alveolarrande) schwankt bei den grossen Schädeln zwischen 466—405, bei den kleinen zwischen 398—362 mm. Die basilare Länge wird von der basalen Länge dreier, verschiedene Funktionen ausführender Schädelteile bestimmt. Der vordere ist der angreifende. verteidigende und nährende Teil, der zweite, mittlere Teil verstärkt diese Funktionen, fängt sie auf und sichert sie, der dritte, hintere Teil ist derjenige, der durch die Verbindung mit der Wirbelsäule die nötige Stütze und die Gegenkraft darbietet.

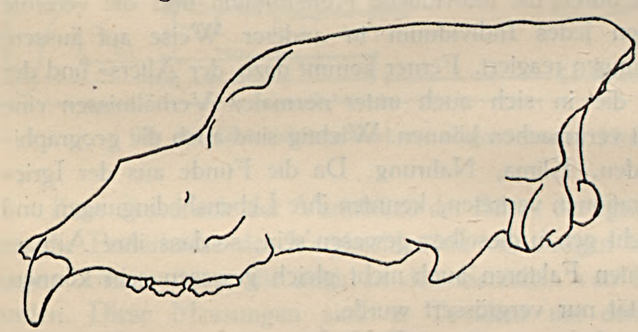


Fig. 5. Schädel Nr. 24. Grosser Typus.

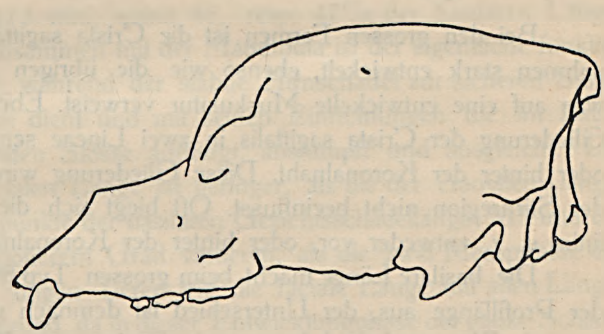
Von den zwei lateralen Messpunkten der basilaren Länge ist die Variation des Basion so unwesentlich, dass sie die basilare Länge des Schädels in keiner Weise beeinflusst. Merklicher ist der Einfluss der Schneidezahnreihe, indem diese bei dem einen Teil der Schädel fast gerade, beim anderen gebogen ausgebildet ist. Ausser der Variation der beiden lateralen Punkte wird die basilare Länge natürlich von der gedrungeneren oder verlängerten Gestalt des Schädels bestimmt. Dies, sowie die Breite gibt die Basis des Schädels an, auf der er gewissermassen ruht.

Die basilare Länge bietet uns zur Separierung der beiden Typen keine scharfe Grenze. Diese Grenze liegt in der Nähe des 400 mm betragenden Wertes; darüber liegen die 405 mm, darunter die 398 mm messenden Schädel. Wenn wir aber den grössten und den kleinsten Schädel im Bezug auf die basilare Länge vergleichen, ist der Unterschied schon beträchtlich, indem er 104 mm, d. h. 22·3% ausmacht.

Die Mehrzahl der grossen Schädel ist mittelwertig, indem ihre basilare Länge zwischen 426—446 mm schwankt, während die basilare Länge der kleinen Schädel meistens um 370 mm liegt. Am Schädel der jungen Tiere ist die basilare Länge mehr—weniger auffallend, da ausser der Schnauzenbreite der Männchen die übrigen Breiten- und Höhenmasse noch in den Hintergrund treten und erst während der späteren Entwicklung zur Geltung kommen.

2. **Die Profillänge** (vom Akrokranion — dem aboralen Punkt der Crista sagittalis — bis zum Prosthion) schwankt zwischen 522—450 und

Fig. 6. Schädel Nr. 27. Grosser Typus.



450—400 mm. Dieses Mass drückt eigentlich die Länge des Schädels aus. Sie hängt von der nach hinten gerichteten Verlängerung der Crista sagittalis (Schädel Nr. 27 und 24), bezw. von dem Winkel, der durch die Crista lambdoidalis und sagittalis gebildet wird, ferner von der Länge der Schnauze ab.

Infolge der Variation beider Messpunkte variiert auch die Länge des Profils beträchtlich. Die Ausbildung der zwei lateralen Punkte ist von einander ganz unabhängig, indem z. B. beim Schädel Nr. 26 die Schnauze kurz, die Crista sagittalis aber nach hinten ziemlich verlängert ist. In der Gruppe der kleinen Schädel ändert sich die Lage des hinteren Punktes nur wenig. Wie bei jedem Längsmass, ist auch hier die Gedrungenheit oder Verlängertheit des Schädels entscheidend. Bei juvenilen Formen ist die nach hinten gerichtete Verlängerung der Crista sagittalis deswegen auffallend, weil der Schädel noch im ganzen schmal und flach ist.

Auch die Ausbildung und der Verlauf der Crista sagittalis variieren sehr. Solange das Tier klein ist und seine Mandibularmuskeln schwach sind, ist der Schädel rund, glatt und besitzt keine Crista sagittalis. Je mehr sich das Tier entwickelt und je intensiver es seine Muskeln gebraucht, umso stärker wird die Crista sagittalis.

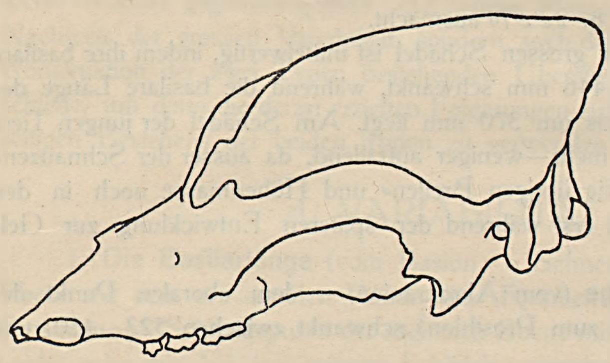


Fig. 7. Schädel Nr. 88 mit nach vorne abfallendem Sagittalkamm.

Bei den grossen Formen ist die Crista sagittalis mit wenigen Ausnahmen stark entwickelt, ebenso wie die übrigen Muskelinsertionsflächen, was auf eine entwickelte Muskulatur verweist. Ebenso mannigfach ist die Gliederung der Crista sagittalis in zwei Lineae semicirculares entweder vor, oder hinter der Koronalnaht. Diese Gliederung wird von der Ausbildung der Stirnregion nicht beeinflusst. Oft biegt sich die Crista sagittalis nach links u. z. entweder vor, oder hinter der Koronalnaht.

Die basilare Länge macht beim grossen Typ 89·5, beim kleinen 89·4% der Profillänge aus, der Unterschied ist demnach unbedeutend.

3. **Die craniale Länge** (vom Basion zum Postdentale — Schneide-

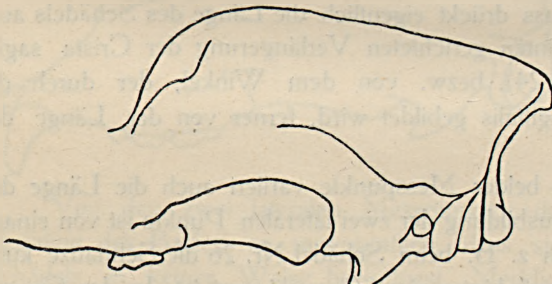


Fig. 8. Schädel Nr. 65 mit nach hinten abfallendem Sagittalkamm.

punkt der Verbindungslinie des linken und rechten M^2 mit der sagittalen Ebene) variiert zwischen 255—215 und 217—184 mm. Diese Länge beträgt mehr als die Hälfte der basilaren Schädellänge, indem sie bei den grossen Schädeln 54, bei den kleinen 53% derselben ausmacht. Am Höhlenbärenschädel ist eben das Überwiegen des Gehirnschädels das charakteristische,

dies verleiht dem Schädel seinen eigentlichen Charakter. Die wichtige Funktion des Angriffes, der Verteidigung und der Ernährung wird von der stark entwickelten Crista sagittalis des Hirnschädels, der mächtigen Muskelinsertionsfläche zwischen der Crista lambdoidalis und dem Processus postorbitalis gesichert und verstärkt. Die Länge des Hirnschädels wird so am meisten von der Ausbildung des M^2, des am stärksten entwickelten Molaren beeinflusst. Seine Variation ist bei beiden Schädeltypen beträchtlich. Die hintere Kontur der Zahnkrone ist abgerundet, entweder oval, oder aber zugespitzt. Am M^2 der grossen Schädel ist der hintere Rand mehr oval oder abgerundet, während er bei den kleinen Schädeln nach hinten zugespitzt und oft nach innen gebogen ist. Diese morphologischen und Grössenunterschiede bestimmen die kraniale Länge. Die basilare Länge des Hirnschädels ist im sehr jungen und später, im ausgewachsenen Stadium gross, während sie im Alter von 2—4 Jahren mit der Verlängerung des Schädels, resp. der Schnauze zurückbleibt.

4. Die **faciale Länge** (vom Postdentale zum Prosthion) beträgt 217—182 und 197—173 mm, somit 46, resp. 47% der basilaren Länge. Der Gesichtsschädel zusammen mit der Mandibula ist der eigentliche funktionelle Teil des Schädels, während der stabile Hirnschädel zur sicheren Stütze der nötigen Muskelkraft dient und mit seinen Einrichtungen die im Laufe der Funktion entstehenden Stösse auffängt, abstumpft und ausgleicht. Die Variationsbreite der facialen Länge ist geringer, als die der cranialen Länge, obwohl die zwei Grenzpunkte der basilaren Gesichtsschädellänge: M^2 und die Schneidezahnreihe in höherem Grad variieren, als die zwei Messpunkte der Hirnschädellänge. Bei jungen Tieren tritt die faciale Länge mit allen Längsmassen in den Vordergrund, da in dieser Entwicklungphase der ganze Schädel zuerst verlängert wird und erst nachher sich ausbreitet und erhöht.

5. Die **vordere Augenlänge** (vom oralsten Punkt des Orbitarandes zum Prosthion) schwankt zwischen 222—179 und 191—163, die Messpunkte variieren ziemlich. Die Lage des Orbitarandes, bezw. seine Ebene wird durch die Ausbildung der Stirn beeinflusst. Die Schnauzenlänge ist wieder bei dem grösseren Typus variabler. Die Schnauze erreicht ihre eigentliche Länge nur nach der vollständigen Funktion des Gebisses, nach Ausbildung des Schädelcharakters und ist bei juvenilen Formen scheinbar verhältnismässig länger. Auf die Länge der Schnauze übt die Molarenreihe keinen Einfluss aus, da z. B. beim grossen Schädel Nr. 26 die Schnauze zwar die kürzeste ist, die Molarenreihe aber 103 mm misst, d. h. sich dem Maximum nähert, während beim Schädel Nr. 36, der die längste Schnauze aufweist, die Molarenreihe nur 98 mm misst. Dem Diastem kommt schon eine grössere Rolle zuteil, da in zahlreichen Fällen die kurzschnauzigen

Formen durch ein kurzes Diastem charakterisiert sind. Z. B. beträgt die Schnauzenlänge beim Schädel Nr. 26 179 mm, das Diastem 41 mm, beim Schädel 61 die Schnauzenlänge 183 mm, das Diastem 43 mm, beim Schädel Nr. 19 die Schnauzenlänge 203 mm, das Diastem aber schon 55 mm. Der Schädel Nr. 26 (kräftiges Männchen) stellt somit unter den grossen

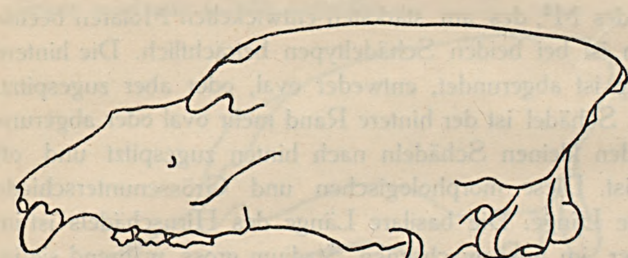


Fig. 9. Schädel Nr. 26 mit kurzer Schnauze.

Schädeln den extremen Fall der kurzen Schnauze mit kurzem Diastem dar, unter den kleinen der Schädel Nr. 82 mit 163 mm langer Schnauze aber 44 mm langem Diastem. Dieser Schädel ist übrigens unter allen der kleinste.

Beim grossen Typus beträgt die Schnauzenlänge 41·1%, beim kleinen 41·6% der Profillänge. Beim grossen Typus der Igric-Höhle kann somit von einer Verkürzung der Schnauze kaum gesprochen werden.

6. Die **obere Schnauzenlänge** (vom Akrokranion zu dem oralsten Punkt der Nasalia gemessen) schwankt zwischen 415—351 und 349—307 mm. Sie hängt von der Länge der Nasenbeine, bezw. dem Längendurchmesser der Nasenöffnung ab. Da aber diese mit dem Akrokranion stark variiert, ist auch dieses Mass in hohem Grad veränderlich. Die Länge der Nasen-

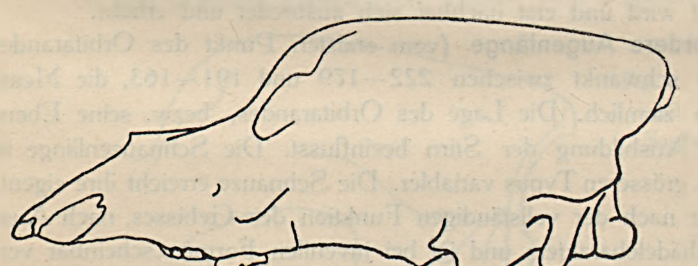


Fig. 10. Schädel Nr. 36 mit langer Schnauze.

öffnung hängt oft mit der Stellung der Eckzähne zusammen, da bei Individuen mit weniger gekrümmten und mehr nach vorne stehenden Eckzähnen die Nasenöffnung länger und schmäler ist. Diese Variabilität der Nasenöffnung kann auch den Grad der Entwicklung der Nase, bezw. seine Länge beeinflusst haben. Die scheinbare Kürze der Nasalia kann auch die Ein-

sattelung des Nasenrückens, resp. der Grad der Glabellarbildung verursacht haben. Die obere Schnauzenlänge variiert auch mit der Verlängerung oder Verbreiterung des Schädels und fällt bei den flachstirnigen und mehr verlängerten Formen stark ins Auge.

7. Die **Molarenlänge** (vom hinteren Rand der Wurzel des M^2 zum vorderen Rand der Wurzel des P^4) schwankt zwischen 106—89 und 97—87 mm. Interessant ist es, dass die Molarenlänge bei den kleinen Schädeln verhältnismässig grösser ist, indem sie hier 24% der basilaren Länge ausmacht, während sie beim grossen Typus nur 22% derselben beträgt. Die molare Reihe erreicht ihre Totallänge im Oberkiefer mit der normalen Lage des P^4, im Unterkiefer nachdem M_3 sich in die horizontale Ebene eingereiht hat. Infolge der omnivoren Lebensweise gelangten die beiden molaren Reihen der Bären — abweichend vom Raubtier-Typus — in parallele Stellung. Die omnivore Lebensweise verändert nämlich die ursprüngliche carnivore Bezahnung und macht sie zur omnivoren, die die Vermischung carnivorer und herbivorer Zahntypen aufweist. Dieser omnivore Typus charakterisiert die Ursiden ganz besonders. An den Kronen der Molaren finden sich niedrige Höcker, flache Kauflächen, ihre Hauptfunktion besteht in der Zerkleinerung und Zermahlung der Nahrung, nicht in der Zerreissung und Zerbrechung derselben, wie es bei den typischen Fleischfressern der Fall ist, wo sich ein Dens sectorius entwickelte, die Mahlzähne sich aber verkümmerten. Deshalb besitzen sie auch keine eigentlichen Reisszähne. Die Richtung der Kaubewegung ist vertikal und horizontal. Die der sagittalen Ebene parallele Bewegung steht im Dienste der Zerkleinerung der Nahrung, die dazu vertikale dient der Zermahlung. Dass diese Mahlfunktion bis zu einem gewissem Grade tatsächlich besteht, geht aus der Abnutzung der Zähne hervor. Diese Mahlfunktion beschränkt sich meistens auf das Ende der molaren Reihe, da sie dort am erfolgreichsten ist. Deshalb sind die letzten Molaren, M^2 und M_3 die spezialisiertesten. Die Molaren der Bären haben sich im Laufe der Stammesgeschichte vergrössert, wurden komplizierter, während ihre Praemolaren reduziert wurden[1], da die Anpassung an die Nahrung die Kaufunktion mehr auf die Backenzähne konzentrierte.

Die Entwicklung des M^2 ist in beiden Typen von den Dimensionen des Schädels unabhängig, indem sich bei kleinen Exemplaren oft überraschend entwickelte, bei grossen Tieren verhältnismässig kleine letzte Molaren finden. Vergleichen wir die beiden Typen, so finden wir in der

[1] M. SCHLOSSER: Über die Bären und bärenähnlichen Formen des europäischen Tertiärs. (Palaeontogr., Bd. 46, 1899, Stuttgart.)

Länge der molaren Reihe minimale Unterschiede. Der Schädel Nr. 51, der kleinste unter den grossen Schädeln, weist im Verhältnis zu den grössten Formen (99 mm) eine ziemlich lange molare Reihe (92 mm) auf, besonders wenn wir auf den 60 mm ausmachenden Grössenunterschied achten. Bei juvenilen Männchen fällt die molare Länge mit der Schnauzenbreite stark ins Auge, da der Schädel nur im Laufe seiner weiteren Entwicklung und infolge der graduell zunehmenden Muskelarbeit seine eigentliche Grösse und Breite erreicht. Die molare Reihe, bezw. der Verlauf des Zahnbogens spielt auch in der Ausbildung des Planum palatinum eine grosse Rolle, da sie die Breite dessen beeinflusst.

8. Das **Diastem** (vom vorderen Rand des P^4 zum aboralen Punkt

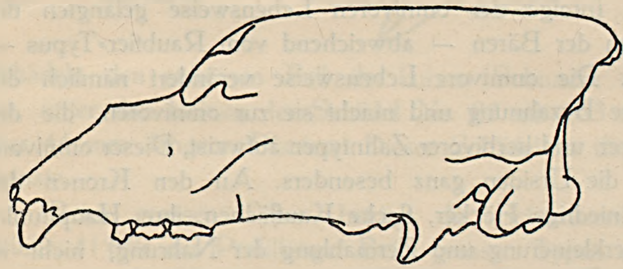


Fig. 11. Schädel Nr. 26 mit kurzem Diastem.

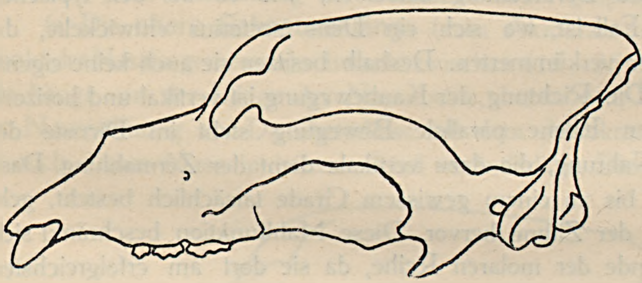


Fig. 12. Schädel Nr. 12 mit langem Diastem.

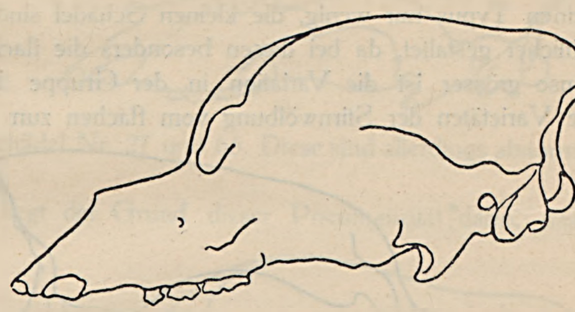
der Eckzahnalveole) beträgt 59—39, 56—39 mm, der Unterschied zwischen den beiden Typen ist also belanglos. Wie schon erwähnt, hängt die Kürze der Schnauze in mehreren Fällen mit der Verkürzung des Diastems zusammen. Das Diastem der Bären kam infolge der Reduktion der Praemolaren zustande. Hier möchte ich bemerken, dass ich im Oberkiefer des grossen Typus in mehreren Fällen die im Laufe der Stammesgeschichte reduzierten Praemolaren beobachten konnte, so die Alveole des P^3 in einem Fall auf beiden Seiten, in einem Fall nur auf der linken Seite, endlich in einem Fall ebenfalls an der linken Maxilla-Hälfte mit schwach entwickelter Krone und bloss einer Wurzel. Ferner beobachtete ich die Alveole des P_2 an einer Mandibula-Hälfte und eine nagelartige Krone des P_1 mit einer Wurzel auf dem linken Ast einer Mandibula.

Diese Fälle können als Atavismen aufgefasst werden, interessant ist es aber, dass ähnliche Fälle bei kleinen Schädeln nicht vorkommen.

9. Die I. **Schnauzenhöhe** (Entfernung des oralen Randes der Nasalia von der Gaumenfläche) beträgt 115—86 und 95—76 mm.

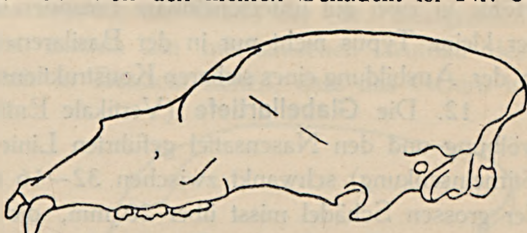
10. Die II. **Schnauzenhöhe** (Entfernung des höchsten Punktes des Nasenrückens von der Gaumenfläche) beträgt 133—99 und 113—94 mm.

Fig. 13. Schädel Nr. 51 mit niedriger Schnauze und gewölbter Stirn.



Diese beiden Masse drücken die Höhe der Schnauze aus. Der grösste Teil der Individuen ist sowohl beim grossen, wie auch beim kleinen Typus mittelwertig. Die grössere oder geringere Höhe der Schnauze ist von der Höhe, Gewölbtheit oder Flachheit des ganzen Schädels unabhängig. Der Schädel Nr. 51 weist z. B. eine niedrige Schnauzenhöhe auf, ist aber ziemlich gewölbtstirnig, während beim Schädel Nr. 12 die Schnauze hoch, die Gewölbtheit der Stirn mässiger ist. Von den kleinen Schädeln ist Nr. 39

Fig. 14. Schädel Nr. 39. Kleiner Typus mit niedriger Schnauze, aber flacher Stirn.



in seiner Schnauze niedrig und beinahe ganz flachstirnig. Die Höhe der Schnauze ist im Verhältnis zur Stirnhöhe bei den grossen Schädeln geringer (65%), bei den kleinen Schädeln grösser (76%), d. h. die Schnauze des kleinen Typus ist verhältnismässig höher, was eine Folge der gewölbten Stirnentwicklung des grossen Typus ist. Die Schnauzenhöhe ist ausser der Glabellaausbildung gewissermassen auch von der geraden oder gewölbten Ausbildung des Gaumens beeinflusst.

11. Die **Stirnhöhe** (Entfernung des höchsten Punktes der frontalen Wölbung von der Gaumenfläche) schwankt zwischen 190—148 und 148—120 mm. Sie gehört zu den variabelsten Massen und ist von der Gewölbtheit

der Stirn, resp. von der Ausbildung der pneumatischen Höhlungen der Stirn abhängig. Mit der II. Schnauzenhöhe zusammen dient sie zum Nachweis der für den Höhlenbärenschädel sehr charakteristischen Glabella.

Die Stirnhöhe und die II. Schnauzenhöhe fallen nur bei den Formen mit steiler Stirn in die vertikale Ebene. Mit der zunehmenden Flachheit der Stirn wird nämlich diese Ebene schräg. Die Stirnhöhe variiert beim kleinen Typus nur wenig, die kleinen Schädel sind in dieser Hinsicht einheitlicher gestaltet, da bei diesen besonders die flache Stirn ausgebildet ist. Umso grösser ist die Variation in der Gruppe der grossen Schädel, wo alle Varietäten der Stirnwölbung vom flachen zum steilsten zu beobachten

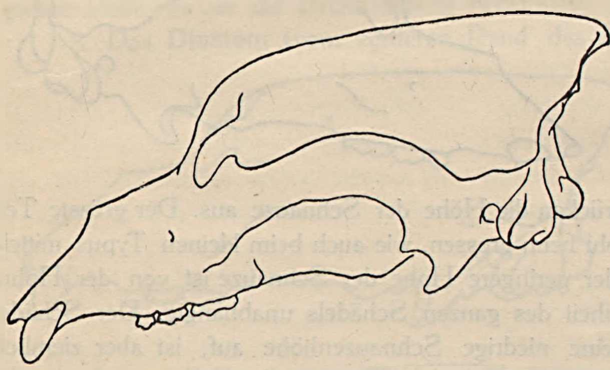


Fig. 15. Schädel Nr. 12 mit hoher Schnauze und Stirnstufe.

sind. Die Ausbildung der Stirnregion gliedert demnach die Bären der Igric-Höhle in zwei gut unterscheidbare Gruppen und dadurch unterscheidet sich der kleine Typus nicht nur in der Basilaren- und Profillänge, sondern auch in der Ausbildung eines sicheren Konstruktionsmerkmals vom grossen Typus.

12. Die **Glabellartiefe** (Vertikale Entfernung der durch die Stirnwölbung und den Nasensattel geführten Linie von dem tiefsten Punkt der Stirneinsenkung) schwankt zwischen 32—16 und 23—8 mm. Die Glabella der grossen Schädel misst über 20 mm, die der meisten kleinen Schädel um 15 mm. Bei juvenilen Schädeln kann von einer Glabella kaum die Rede sein, da dieses charakteristische Konstruktionsmerkmal sich nur im Laufe der Ontogenese ausbildet.

Die Tiefe der Glabella hängt auch von der Ausbildung der pneumatischen Aushöhlungen der Frontalia ab und erreicht ihre grösste Tiefe, wenn die Nasalia und Frontalia sich beinahe unter einem rechten Winkel treffen und die beiden Schenkel des Winkels beinahe gleich lang sind. Wenn der eine Schenkel sich verlängert, bezw. die Nasalia sich verkürzen, oder die Stirn sich verflacht, verliert die Glabella von ihrem Wert. Die verschiedenen Grade der Glabellartiefe sind aus der obigen Figurenreihe ersichtlich. Von den zur Messung der Tiefe der Glabella dienenden seitwärtigen Mess-

punkten weist die Ausbildung der Nasalia eine nur wenig schwankende Lage auf, das wichtigste ist hier die Ausbildung der Stirnregion. Ein Extrem der hochgradigen Pneumatizität der Frontalia zeigt die fast blasenartig hervor-



Fig. 16. Schädel Nr. 47. Kleiner Typus mit flacher Stirn. Glabella = 8 mm.

ragende Stirnregion der Schädel Nr. 27 und 65. Diese sind allerdings abnorme Fälle, extreme Varianten.

Nach MARINELLI[1] liegt der Grund dieser Pneumatizität darin, dass

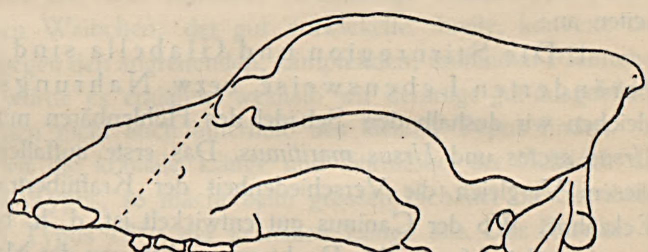


Fig. 17. Schädel Nr. 32. Grosser Typus. Glabella = 16 mm.

während die Lamina interna des Frontale die Wand der etwa faustgrossen Hirnhöhle umfasst, die Lamina externa am mechanischen Aufbau des Schädels beteiligt ist. Wenn wir in Betracht ziehen, dass das Gehirn in

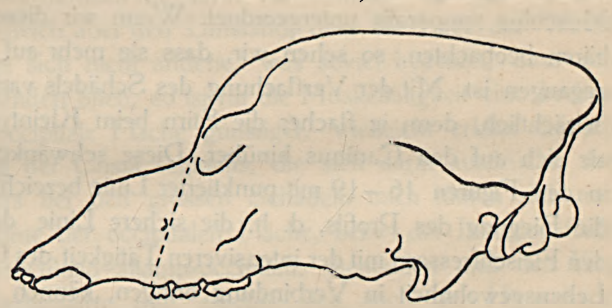


Fig. 18. Schädel Nr. 51. Grosser Typus. Glabella = 25 mm.

seiner folgenden Entwicklung sich nicht vergrössert, entsteht zwischen den beiden Laminae eine Spannung, was dann zur Ausbildung der Lufthöhlungen führt. Auffallend ist es aber, dass in der Reihe der kleinen Schädel diese Pneumatizität bedeutend geringer ist, oft sogar zwischen den beiden

[1] ABEL, O. u. KYRLE, G.: Die Drachenhöhle bei Mixnitz, pag. 483.

Processi postorbitales frontales eine auffallende Vertiefung zu beobachten ist, was dann den Charakter des Schädels ganz verändert.

Bezüglich der Ausbildung der mächtigen, breiten und konvexen Stirn-

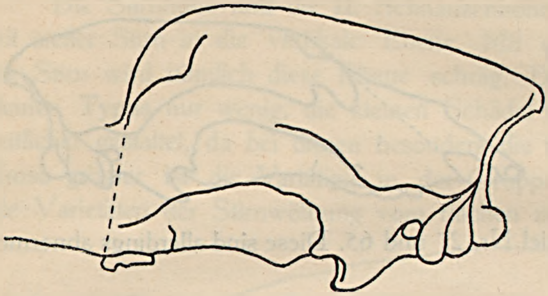


Fig. 19. Schädel Nr. 65. Grosser Typus. Extremer Fall.

region und der daraus resultierenden Glabella nahm ich zwei Möglichkeiten an:

1. Die Stirnregion und Glabella sind die Folgen einer veränderten Lebensweise, bezw. Nahrungsaufnahme. Vergleichen wir deshalb den Schädel des Höhlenbären mit den Schädeln von *Ursus arctos* und *Ursus maritimus*. Das erste auffallende Merkmal ist bei diesem Vergleich die Verschiedenheit der Kraftübertragungs-Richtung der Eckzähne. Wo der Caninus gut entwickelt ist, d. h. bei den mehr ausgesprochen fleischfressenden Raubtypen, gehen von der Maxilla zwecks Kraftübertragung Fortsätze gegen die Frontalia aus und der Eckzahn stellt sich in die Ebene der Kraftübertragung.[1]

Die Linie des Profils zieht sich zum Sagittalkamm in einem mehr—weniger gebogenem Bogen, d. h. der Fangapparat ist vollständig dem Musculus temporalis untergeordnet. Wenn wir diese Richtung am Höhlenbären beobachten, so sehen wir, dass sie mehr auf die molare Reihe übergegangen ist. Mit der Verflachung des Schädels variiert dann diese Richtung beträchtlich, denn je flacher die Stirn beim Kleintypus ist, umso mehr zieht sie sich auf den Caninus hinüber. Diese schwankende Richtung habe ich in den Figuren 16—19 mit punktierter Linie bezeichnet. Wenn wir demnach die Biegung des Profils, d. h. die sichere Linie der Kraftübertragung bei den Fleischfressern mit der intensiveren Tätigkeit des C und mit der raubenden Lebensgewohnheit in Verbindung bringen, können wir aus der Änderung dieser Richtung, aus der Einbiegung (von den Frontalia zu den Molaren) beim Höhlenbären auf die erschlaffte Tätigkeit der Eckzähne und im Zusammenhang damit auf die gesteigerte Inanspruchnahme der Molarenreihe, d. h. auf gesteigertes Pflanzenfressen folgern.

[1] Marinelli; Grundriss einer funktionellen Analyse des Tetrapoden-Schädels. (Palaeobiologia, Bd. 2, p. 128, 1929.)

Diese Feststellung wird aber im Falle der kleinen Schädel hinfällig, denn bei diesen kommt eine breite und stärker gewölbte Stirn selten vor, die Glabella ist schwach entwickelt und auch die Profil-Linie ist weniger geknickt. Die Schädel der Igric-Höhle stammen von ein und demselben Fundort und aus derselben Zeit und wäre der gewölbte Charakter der Stirn, sowie die kräftige Ausbildung der Glabella tatsächlich mit intensivem Pflanzenfressen verbunden, so müsste dieser Charakter unbedingt und sogar in demselben Grad auch beim kleinen Typus entwickelt sein. Mit Beachtung dieser Tatsache kommen wir zur zweiten Möglichkeit, dass nämlich:

2. Die breite und hohe Stirn einfach als sexualer Charakter zu deuten und die Ausbildung der Glabella einfach eine Folge dieses Charakters ist. Der schmale, flachstirnige Schädeltypus würde auf diese Weise den Weibchen, der gut entwickelte, breite, konvexe und hohe Stirntypus hingegen den angreifenden, kämpfenden, raufenden Männchen entsprechen. Dies würde es erklären, weshalb wir derartige gut ausgebildete Stirnen und Glabellen nicht auch innerhalb des kleinen Typus finden.

Vergleichen wir die kraniale Länge und Stirnhöhe der Schädel des grossen und kleinen Typus, so macht beim grossen Schädel die Stirnhöhe 74%, beim kleinen Typus 73% der kranialen Länge aus. Das Resultat ist demnach fast identisch, d. h. die Ausbildung der pneumatischen Höhlungen, bezw. die kräftige Ausbildung der Stirnregion und im Zusammenhang damit auch der Glabella sind Folgen der proportionellen Konstruktion und abgesehen von den extremen Fällen, Folge der starken Grössenzunahme des Schädels. Wenn wir nämlich die starke Gewichtszunahme des Schädels in Betracht ziehen, zugleich aber den Umstand, dass die Lage der Wirbelsäule, resp. des Halses sich nicht änderte, was soviel bedeutet, dass auch die Kopfhaltung unverändert blieb, so ist für die Muskeltätigkeit eine breitere, zugleich aber höhere occipitale Fläche günstiger. Vielleicht erklärt dies jene Variation der Richtung der Crista sagittalis, die sich darin ausdrückt, dass die Profillinie besonders bei den grossen Schädeln nach hinten sich noch erhöht. Mit der Zunahme der occipitalen Fläche, bezw. der Insertionsfläche der zur Stütze der Articulatio atlanto-occipitalis dienenden und den Kopf tragenden Muskeln verbreiterte und erhöhte sich auch der Hirnschädel, parallel damit aber auch die Stirnregion. Derart vergrösserte sich die Insertionsfläche des Musculus temporalis graduell, was vom Standpunkte des Angriffes beim Männchen eine bedeutend grössere Rolle spielt, als beim Weibchen. Die höhere Stirn, bezw. der höhere Hirnschädel gewehrleisteten einen sichereren Angriff, da die Schnauze, bezw. die Tätigkeit der Eckzähne durch eine grössere Fläche paralisiert wurde. Die Pneumatizität des Schädels

aber erleichterte bis zu einem gewissen Masse den Schädel, der auf den Hinterbeinen stehend angreifenden Männchen. Hier liegt die Erklärung der Tatsache, dass bei juvenilen Exemplaren weder die Glabella, noch eine hohe Stirn ausgebildet sind.

Das stärker gebaute Männchen erreichte die nötige Vergrösserung der Insertionsflächen des in seiner Grösse zugenommenen Schädels durch die Steigerung der Hirnschädelhöhe, diese wurde durch Ausbildung von Lufthöhlungen begleitet und paralisiert. Diese Zunahme der Muskelinsertionsstellen verbinde ich mit der mehr offenen, freieren Mandibulaartikulation der grossen Schädel, was ich bei der Mandibula eingehender besprechen werde.

Die Ausbildung der Glabella hängt eng mit der Ausbildung der Stirnregion zusammen: wo die Stirn breit und gewölbt ist, ist die Glabella gross, wo die Stirn schmal und flach ist, entsteht kaum eine Glabella.

13. Die **Occipitalhöhe** (vom Akrokranion zum Basioccipitale) schwankt zwischen 140—110 und 117—95 mm.

14. Die **Occipitalbreite** (Entfernung der beiden Proc. mastoidei — Otion voneinander) schwankt zwischen 259—193 und 194—169 mm. Diese zwei Masse geben die Grösse der Occipitalfläche an, was vom Standpunkte der Muskelinsertion besonders wichtig ist. Die Entwicklung

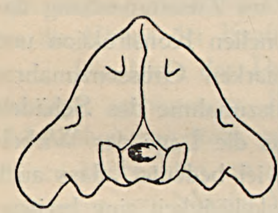


Fig. 20. Schädel Nr. 82. Kleiner Typus.

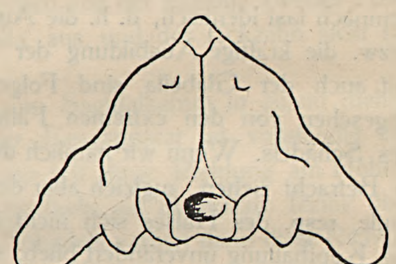


Fig. 21. Schädel Nr. 17. Grosser Typus mit hoher und breiter Occipitalfläche.

der Proc. mastoidei hängt von der Entwicklung der Halsmuskeln ab. Beim grossen Typus verbreitern sich die Proc. mastoidei beiderseitig stark und vergrössern dadurch die Occipitalfläche, folglich auch die Muskelinsertionsfläche. Die Occipitalbreite ist daher proportional mit der Entwicklung des Schädels, da das Planum occipitale der kleinen Schädel bedeutend kleiner und schmäler ist und ihre Proc. mastoidei mehr nach unten-innen abgerundet sind.

Der Musculus sterno- und cleido-mastoideus zog den Schädel nach unten-vorne. Der Musculus digastricus, der als Öffner bei der Nahrungs-

aufnahme eine Rolle spielt, inseriert an den Proc. paroccipitales, deren Entwicklungsgrad an den uns vorliegenden Schädeln verschieden ist.

Die Ausbildung der occipitalen Fläche ist an beiden Typen, besonders aber innerhalb der grossen Schädelgruppe ziemlich bedeutenden Schwankungen unterworfen. Die entwickelte und verhältnismässig breitere Occipitalfläche des grossen Typus gewährt die nötige und entsprechende Stütze zur Kopfhaltung.

Das zunehmende Gewicht des stärkeren, entwickelteren und bedeutend grösseren Männchenschädels bedingt die stärkere Ausbildung der Halsbänder und der kopftragenden Muskeln und folglich nimmt auch die Occipitalfläche zu. Eine grosse Rolle spielt in derartigen Fällen auch die mehr horizontale oder vertikalere Richtung des Halses, da ein mehr horizontal gerichteter Hals und schwererer, grösserer Schädel mächtigere Muskulatur und dementsprechend breitere und höhere Occipitalfläche und Proc. spinosi benötigt.

15. Die **Temporalbreite** (Breite der Hirnkapsel bei der tiefsten Schläfeneinschnürung) beträgt 97—78 und 90—74 mm. Zwischen beiden Schädeltypen besteht bei diesem Wert der minimalste Unterschied; die Variationsbreite der Schläfeneinschnürung ist die kleinste. Die Breite der Hirnkapsel hängt teilweise noch mit der Ausbildung der Hirnhöhle zusammen. Der geringe Unterschied zwischen den beiden Typen scheint dafür zu sprechen, dass — wie schon erwähnt — das Gehirn nach Erreichung der Faustgrösse nicht mehr zunimmt. Das Extrem des kleinen Typus bildet der Schädel Nr. 78 mit seiner 90 mm ausmachenden Hirnkapselbreite, die im Vergleich zum 78 mm breiten Mass des Schädels Nr. 24 unverhältnismässig gross erscheint.

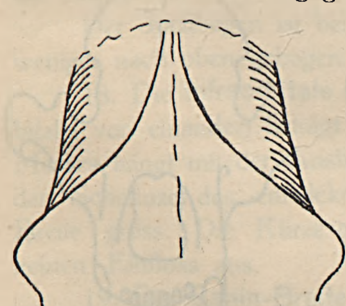


Fig. 22. Schädel Nr. 12. Grosser Typus mit breiter Temporalbreite.

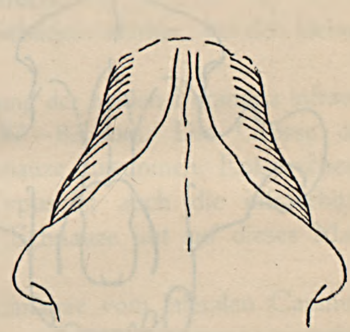


Fig. 23. Schädel Nr. 24. Grosser Typus mit schmaler Temporalbreite.

16. Die **Stirnbreite** (Entfernung der beiden Proc. postorbitalis frontalis — Ectorbitale voneinander) schwankt zwischen 156—116 und

131—102 mm. Das Extrem bildet der Schädel Nr. 56, der von einem entwickelten, starken Männchen herstammt und an der linken Maxillahälfte Spuren einer starken Verletzung aufweist. Die Frontalbreite der typischen, entwickelten *Ursus spelaeus*-Schädel schwankt um das Maximum und diese zeigen eine mehr—weniger gut ausgebildete Glabella. Im Gegensatz zu dieser Gruppe steht die Gruppe der kleinen Schädel mit kaum auffallender Glabella und mit schmaler Frontalregion. Ausnahmen finden sich natürlich auch hier, so z. B. bei Nr. 29, wo die Stirnbreite 131 mm ausmacht, im Gegensatz zum 116 mm breiten Minimum des grossen Typus.

Auf die Stirnbreite übt in erster Reihe die Ausbildung der Luft-

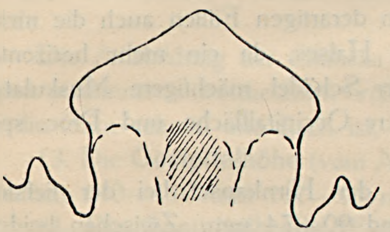


Fig. 24. Schädel Nr. 12 mit breiter Stirnregion.

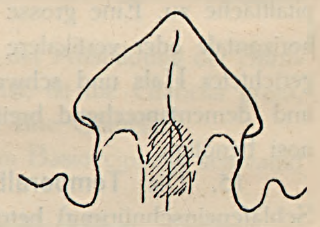


Fig. 25. Schädel Nr. 80 mit schmaler Stirnregion.

höhlungen der Frontalia ihre Wirkung aus, dann aber auch die Ausbildung der Proc. postorb. frontalis. Die Ausbildung der letzteren ist sehr variabel, manchmal ganz eisbärenartig. Ihre Ausbildung ist von der Lage der Lufthöhlungen und dem Grad ihrer Entwicklung in hohem Grad abhängig, da die Lufthöhlungen oft in die Stirnfortsätze eindringend, die Wand dieser aufblähen und auf diese Weise die frontale Konvexität scheinbar verbreitern.

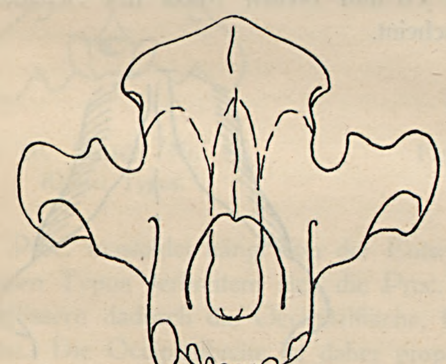


Fig. 26. Schädel Nr. 17 mit breiter Schnauze und grosser Jochbogenbreite.

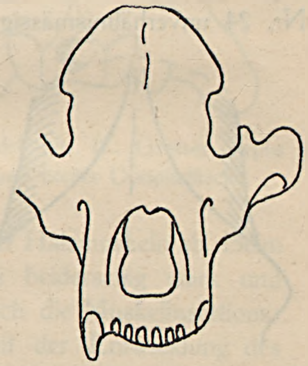


Fig. 27. Schädel Nr. 51 mit geringer Jochbogenbreite.

17. Die **Jochbogenbreite** (Entfernung der beiden Zygione — der lateralsten Punkte des Jochbogens — voneinander) beträgt 340—256 und

266—232 mm. Um das Maximum finden wir die breitstirnigen grossen Schädel mit breiter Occipitalfläche. Eine Ausnahme bildet der Schädel Nr. 51 mit seiner 256 mm messenden Jochbogenbreite und schmalen Stirn. Den meisten kleinen Schädeln fehlt der Jochbogen; wo er erhalten ist, ist er entweder mehr ausgebreitet (beim kleineren Teil), oder schmäler (beim grösseren Teil).

Die Rolle des Jochbogens besteht im Stützen der molaren Reihe, ferner bildet er aber zugleich einen wichtigen Teil der Schädelbasis. Ausserdem verbindet er durch einen statisch gut konstruierten Bogen den Hirnschädel mit dem Gesichtsschädel und sichert durch seine Hervorragung eine mächtige Insertionsstelle der Kaumuskeln. Seine Ausbildung ist von der Grösse oder Stärke der Mandibel, ferner von der Ausbildung des Musc. temporalis und Masseter bedingt. Den breiteren und stärkeren Jochbogen des grossen Typus unterstützt der Proc. zygomaticus squamosalis — dessen Ausbildung von der Entwicklung der Mandibula und ihrer Bewegung bedingt ist — und der dickere und stärkere Bogen des Pars glenoidalis. Auf diese Weise ist der beim Beissen auftretende Druck paralisiert. Eine sehr wichtige Stütze und äusserst wichtige Basis bildet das stabile Dreieck der beiden Jochbögen vom Standpunkte der verschiedenen Funktionen. Der Jochbogen macht beim kleinen Typus 65%, beim grossen 68% der basilaren Länge aus, d. h. der Jochbogen ist im Verhältnis zur Schädelbasislänge beim grossen Typus breiter wie beim kleinen Typus. Am Schädel junger Tiere ist der Jochbogen seitlich gedrückt und seitwärts noch nicht ausgebuchtet. Diese Gedrücktheit besteht in geringerem Mass auch beim kleinen Typus, kann daher gewissermassen mit der Ausbildung der Muskulatur in Verbindung gebracht werden.

Der Jochbogen ist bei den grossen Schädeln stärker, bei den kleinen weniger nach oben gebogen.

18. Die **infraorbitale Breite** (Entfernung der beiden Foramina infraorbitalia von einander) beträgt 110—88 und 97—82 mm. Die Grösse des Masses hängt mit der Ausbildung der Schnauze zusammen. Entsprechend der Schnauze des entwickelten, breiten Typus ist auch die infraorbitale Breite gross. Die Kürze oder Länge der Schnauze übt auf dieses Mass keinen Einfluss aus.

19. Die **Canin-Breite** (Breite der Schnauze vom lateralen Caninus-Wulst zum entsprechenden Punkt des linken Caninus) schwankt zwischen 122—101 und 104—91 mm. Sie hängt von der Stärke der Eckzähne und der Breite der Intermaxillaria ab. Die Intermaxillaria erreichen ihre endgültige Breite erst nach der endgültigen Ausbildung der Inzisivenreihe. Der Limbus alveolaris der Intermaxillaria bildet eine gerade Linie oder einen

mehr—weniger gekrümmten Bogen. Die Schneidezähne stehen mit den Eckzähnen zusammen im Dienste des Fangapparates, sie sind einspitzige, einwurzelige Zähne. Der grösste von ihnen ist $I\frac{3}{3}$. Der untere I_2 steht zwischen und hinter I_1 und I_3. Diese Verengung der unteren Schneidezähne ist besonders im Kiefer der jungen Bären auffallend. Am Schädel junger Tiere ist die Caninus-Breite mit der Länge der molaren Reihe im Verhältnis zu den übrigen Massen gross, besonders beim kräftigen Männchen. Im Laufe der weiteren Entwicklung verschwindet diese Proportion mit der Zunahme der Länge, Höhe und Breite des ganzen Schädels. Die Länge der Schnauze übt auf dieses Mass keine Wirkung aus. Um die Maximalweite finden sich die breitstirnigen Formen mit breitem Jochbogen, die durch dicke, stark gekrümmte Eckzähne gekennzeichnet sind. In mehreren Fällen beobachtete ich eine mehr nach vorne gerichtete Lage der Eckzähne. Die Entwicklung der Eckzähne hängt von der Nahrungsaufnahme ab: sie dienen zum Erbeuten und Festhalten der Nahrung, ausserdem sind sie auch wichtige Angriffswaffen. Bei herbivoren Tieren sind die Eckzähne schwach, bei carnivoren stark. Ihre Krone ist bei alten Tieren tief abgewetzt. Auf der vorderen Fläche der oberen Canini ist oberhalb der Spitze des Zahnes eine breite, flache, von dem unteren Caninus verursachte Abnutzungsfläche sichtbar, während am unteren Caninus, u. zw. an dessen innerer-seitlicher, konkaver Fläche eine vom oberen Eckzahn verursachte Abnutzungsfläche und medial auch die Spur des dritten Schneidezahns zu beobachten ist. Die letztere Abnutzungsfläche breitet sich oft beinahe bis zur Zahnspitze aus.

Die Eckzähne des grossen Typus sind starke, gut entwickelte Waffen, während die Eckzähne des kleinen Typus schmal, spitz sind und dem schmäleren, verlängerten Charakter der Schnauze entsprechen. Im Verhältnis zur Stirnbreite stellt von den grossen Schädeln Nr. 26 ein Extrem dar, dessen Stirnregion 123 mm, Caninusbreite 118 mm misst.

Auf Grund meiner Untersuchungen kann die Entwicklung der Eckzähne zur Feststellung des Geschlechtes benutzt werden und samt der Ausbildung der Stirnregion zu den Geschlechtscharakteren gezählt werden.

B) MANDIBULA.

Der Unterkiefer ist ein wichtiger, kompakter und frei gebliebener, beweglicher, aktiv funktionierender Teil des Schädels. Die Sedimentierung, die Arbeit der Höhlengewässer, menschliche Eingriffe u. dgl. haben die meisten Unterkiefer von dem dazugehörenden Schädel getrennt, so dass der Unterkiefer im Zusammenhang mit dem Schädel zu den seltensten Funden gehört. Dieser Umstand erschwert ungemein die Erklärung des Kaumechanis-

mus und der Artikulation des Unterkiefers. Unter den mir vorliegenden Resten stammen wenige Unterkiefer von Jungbären, umso grösser ist die Zahl der adulten und senilen Reste. Die Mandibeln variieren ihrer Grösse und Gestalt nach sehr beträchtlich. Sehr wächselnd ist z. B. die Ausbildung der unteren Konturlinie, indem die Mandibeln unten entweder gerade, oder mehr—weniger konvex sind. Bedeutend variiert auch die Ausbildung des Proc. coronoideus und der Fossa masseterica, d. h. die Insertionsfläche

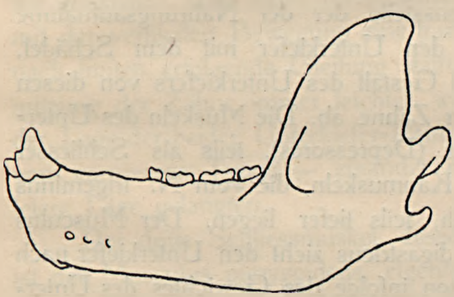


Fig. 28. Mandibel mit stark convexem Unterrand.

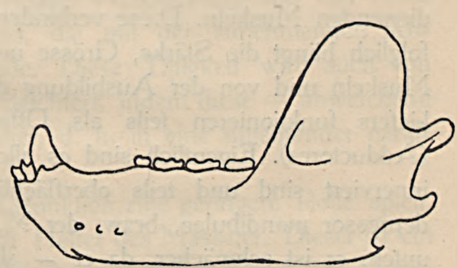


Fig. 29. Mandibel mit fast geradem Unterrand.

der zwei wichtigen Adductoren. Teppner fasst diese als sexuelle Merkmale auf.[1] Seiner Auffassung nach sind jene Schädel, an denen die erwähnten Muskelinsertionsflächen gut entwickelt und rauh sind, männliche, an denen diese Flächen schwach entwickelt und glatt sind, weibliche Reste. Das konnte ich in dieser Weise am Material der Igric-Höhle nicht feststellen, da die Rauheit in erster Reihe vom Alter des Tieres abhängt. Ausserdem sind die Kanten und Rinnen der Insertionsflächen an mehreren kräftig entwickelten Unterkiefern sehr verwischt, während sie bei Exemplaren mit abgenutzten Zähnen gut zu unterscheiden sind.

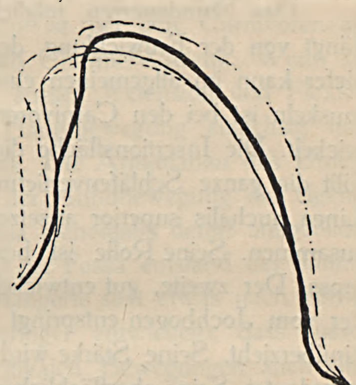


Fig. 30. Fünf charakteristische Processus coronoideus Ausbildungen.

Die Gestalt des Proc. coronoideus variiert ebenso, wie die übrigen Masse und es können aus ihr keine Folgerungen hinsichtlich des Geschlechtes abgeleitet werden.

Die Monographie der Mixnitz-Höhle (p. 673) betrachtet den unteren

[1] Teppner, W.: Beiträge zur fossilen Fauna der steyrischen Höhlen. I. (Mitteilungen f. Höhlenkunde, I, H. 7, Jahrg. 1914.)

Rand des Unterkiefers für ein sexuelles Merkmal. Dies kann aber auch kein wesentlicher Unterschied sein, da wir an zahlreichen kleineren Mandibeln einen mehr konvexen, an mächtigen dagegen einen geraden Unterrand finden.

Meines Erachtens ist es in erster Reihe der Grössenunterschied, der bei den sexuellen Unterschieden in Betracht gezogen werden kann. Natürlich bezieht sich dies nur auf gut ausgebildete Mandibeln.

Der Unterkiefer ist die Insertionsstelle der der Nahrungsaufnahme dienenden Muskeln. Diese verbinden den Unterkiefer mit dem Schädel, folglich hängt die Stärke, Grösse und Gestalt des Unterkiefers von diesen Muskeln und von der Ausbildung der Zähne ab. Die Muskeln des Unterkiefers funktionieren teils als Öffner (Depressores), teils als Schliesser (Adductores). Eigentlich sind es alle Kaumuskeln, die vom N. trigeminus innerviert sind und teils oberflächlich, teils tiefer liegen. Der Musculus depressor mandibulae, bezw. der M. digastricus zieht den Unterkiefer nach unten, er ist schwächer, da er — schon infolge des Gewichtes des Unterkiefers — geringere Kraft ausüben muss. Die Länge des Muskels beeinflusst auch die Bewegung; ein längerer Muskel ermöglicht der Regel nach eine freiere Bewegung und die Hebekraft eines vielfaserigen Muskels ist stets grösser.

Das Mundsperren, folglich auch die Kraft des Beissens, des Kauens hängt von der Entwicklung der Schliessmuskeln ab. Ein kürzerer Unterkiefer kann im allgemeinen eine grössere Kraft ausüben. Von den Schliessmuskeln ist bei den Carnivoren der Musculus temporalis am stärksten entwickelt. Die Insertionsfläche dieses Muskels ist am Schädel die grösste und füllt die ganze Schläfenvertiefung aus. Seine an der Crista sagittalis und Linea nuchalis superior ansetzenden Fasern laufen am Proc. coronoideus zusammen. Seine Rolle ist besonders beim Weitaufschliessen des Mundes gross. Der zweite, gut entwickelte Schliessmuskel ist der Musculus masseter, der vom Jochbogen entspringt und auf die laterale Fläche des Unterkiefers hinüberzieht. Seine Stärke wird durch die Vertiefung der Fossa masseterica angedeutet. Seine oberflächlichen Schichten verteilen sich, die tieferen Schichten des Muskels ziehen sich fast senkrecht nach unten, die unteren Fasergruppen verlaufen vertikal zu den oberflächlichen Fasern. Die grösste Rolle spielt dieser Muskel bei den Wiederkäuern, wo die Mastikation hauptsächlich als Mahltätigkeit in den Vordergrund tritt.

Die Bewegung des Unterkiefers und der Kauakt kann auf Grund meines Materiales schwer erörtert werden, da mir nur zwei Schädel vorliegen, die samt ihrem Unterkiefer geborgen wurden. Dass aber die Funktion des Musc. masseter bei diesen vorwiegend in der Mahltätigkeit bestand,

geht aus den abgenutzten Flächen der Zähne hervor. Die Abnutzungsfläche der Molaren kommt nämlich an der oberen Zahnreihe lingual, an der unteren buccal zustande. Bei fortgeschrittener Abnutzung entsteht daher an den oberen Molaren auf der Innenfläche der Zähne von dem Kamm der Kegelreihe angefangen eine stark ausgehöhlte, schräge Abdachung, mit der die äussere, abgenutzte Fläche der unteren Molaren korrespondiert. Wenn wir auch die Abnutzung des Talons des M^2 in Betracht ziehen, können wir feststellen, dass beim Höhlenbären während des Kauens in Verbindung mit der vertikalen Bewegung eine transversale Verschiebung und von vorne nach hinten erfolgende Gleitung stattfand, die mit der zunehmenden Abnutzung der Zähne immer leichter wurde. Diese Tätigkeit wird auch von der Lage der beiden Unterkiefer-Rami erleichtert, indem diese — abweichend vom carnivoren Typus — einander näher, d. h. in eine miteinander parallelere Lage gelangten.

Der dritte Schliessmuskel, dessen Funktion eine geringere Rolle spielt, ist der Musculus pterygoideus, eigentlich Helfer des Masseter. Dieser ist ein innerer Kaumuskel und nimmt seinen Platz am medialen Rand des Unterkiefers ein. Er geht vom Os sphenoideum, Proc. pterygoideus, Palatinum und Pterygoideum aus und inseriert medial unterhalb des Proc. condyloideus der Mandibula.

Die Bewegung des Unterkiefers beeinflusst die Ausbildung der Mandibula-Artikulation. Die Unterkiefer-Artikulation ist bei den Carnivoren als Ginglymus ausgebildet. Wir nennen sie auch Charnier-Gelenk. Wenn sie vollständig ausgebildet ist, bezw. wenn sie ausser Extension und Flexion keine andere Bewegung zulässt, so ist die Hauptbewegung einachsig und das Gelenk ist ein vollständiges Winkelgelenk. Die Artikulation des Unterkiefers unterscheidet sich bei den Bären von der Mundbewegung der eigentlichen Raubtiere insoferne, als hier die Fossa glenoidalis derart ausgebildet ist (zwischen dem Condylus mandibularis und der Fossa entstand ein dünner Discus articularis, die Artikulationsgrube verlängerte sich etwas nach vorne, die die Fossa umgrenzende Processi sind geringer entwickelt), dass ausser Näherung und Entfernung, d. h. ausser vertikalen Bewegungen auch eine Seitenbewegung möglich, also das Gelenk nicht komplett ist.

Die beiden Schädeltypen unterscheiden sich bis zu einem gewissen Mass auch in der Lage und Ausbildung der Fossa glenoidalis. Bezüglich der Lage ist der Unterschied gering und variiert bedeutend. Im allgemeinen steht die Fossa glenoidalis beim grossen Typus entweder in der Höhe der molaren Reihe oder etwas tiefer, beim kleinen Typus etwas höher.

Ein grösserer Unterschied zeigt sich in der Ausbildung der Fossa glenoidalis, obzwar auch diese in beiden Gruppen variiert. Beim grossen

Typus ist die Fossa nämlich offener und steht nach vorne, während sie beim kleinen Typus mehr gesperrt ist und mehr nach unten zieht, die die Fossa glenoidalis begrenzenden Processi sind besser entwickelt, sie umgeben den Condylus mandibularis enger, d. h. die Artikulation ist ausgeprägter carnivor.

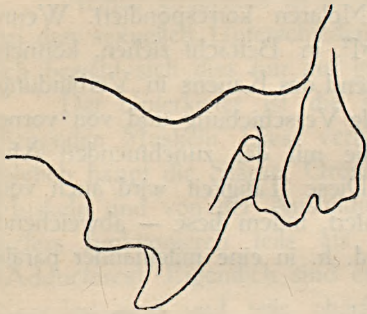


Fig. 31. Grosser Typus. Offenere Fossa glenoidalis.

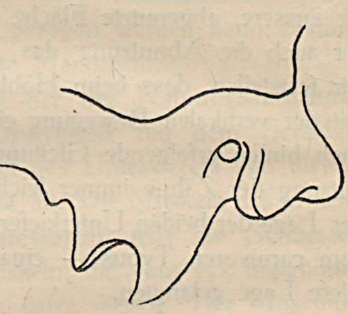


Fig. 32. Schädel Nr. 93. Kleiner Typus. Gesperrte Fossa glenoidalis.

Diese Tatsache denke ich dadurch zu erklären, dass beim kleinen Typus die mehr geschlossene Artikulation, beim grossen Typus die bedeutend kräftigere Muskulatur dem Kiefer die erforderliche Sicherheit gewährt. Dies bedeutet soviel, dass die schwächere Muskulatur des kleinen Typus durch geschlossenere Artikulation ersetzt wird, wogegen bei der mächtigen Muskulatur des grossen Typus diese Ausbildung überflüssig ist.

In der Ausbildung des Condylus mandibularis, der vertikal zur sagittalen Ebene des Schädels steht, besteht ein Unterschied nur insoferne, dass dieser beim unten stark konvexen Typus etwas höher über der molaren Reihe ansetzt, als bei den unten geradlinigen Formen.

Die beiden Rami treffen sich vorne in einer Symphyse. Dies gewährt dem Unterkiefer eine gesteigerte Elastizität. Im senilen Alter ist die Symphyse sehr oft verknöchert. Die frühzeitige Verknöcherung der Symphyse kann auch zur Änderung der Zahnlage führen. Wie sehr sich die Mandibula vom Schädel entfernen kann, sehen wir am besten bei den Carnivoren, wo die Deglutition auch ohne Kauung der Nahrung stattfinden kann.

Der Unterkiefer ist gegenüber der starken temporalis-Ziehung durch das Squamosum, bezw. das Pars glenoidalis gestützt. Deshalb ist dieser Teil an den grossen Schädeln im allgemeinen bedeutend kräftiger entwickelt, als bei den kleinen.

Vergleichen wir die uns vorliegenden Unterkiefer mit den zwei Schädeltypen, stellt es sich heraus, dass die grossen Mandibeln, die nach ihrer Grösse zu schliessen gewiss zum grossen Schädeltypus gezählt werden

können, wenige stärker gebogene Formen aufweisen[1], während die kleineren, meistens ebenfalls leicht konvexen oder unten geraden Mandibeln zu den kleinen Schädeltypen gehören. Die Resultate der Mixnitz-Monographie (wonach der stark konvexe, gedrungene Unterkiefer dem Männchen angehört) führen am Material der Igric-Höhle zu unrichtigen Folgerungen, d. h. es ist die Unterscheidung sexueller Merkmale in dieser Hinsicht nicht sicher begründet.

Die Entwicklungsstufen der Unterkiefer werden hier an Hand der Entwicklung des Schädels besprochen.

Mit der Bezahnung des Höhlenbären beschäftigte ich mich nicht eingehend, da die daraus folgenden Resultate zum grössten Teil eine Wiederholung der Resultate der Mixnitz-Monographie und der von István Maier v. Mayerfels gegebenen Beschreibungen wäre.

C) ENTWICKLUNGSSTUFEN.

Die Entwicklung ist eine zusammenhängende Reihe progressiver Änderungen und besteht in einer schrittweisen Vervollkommnung. Die Artentwicklung ist ein lange Zeit dauernder Vorgang, im Laufe dessen die Ausbildung der Organe durch Vererbung, Anpassung und Variation beeinflusst wird. Bei der Ontogenese spielen auch die Veranlagung und Konstruktion eine Rolle und beschleunigen oder hemmen den Gang der Entwicklung.

Der Schädel ist der am meisten exponierte Teil des Körpers, der das Gehirn und die Haupt-Sinnesorgane trägt, den Eingang des Verdauungskanals: die Mundhöhle umgibt, wo er verschiedene Aufgaben löst: er stützt die Zähne, dient mittels der Muskeln zum Ergreifen und Festhalten der Nahrung, zu ihrer Zerkleinerung und Zermahlung, ausserdem dient er auch der Zunge zur Stütze. Er besteht aus einem funktionierenden und einem paralisierenden Teil: dem Gesichts- und dem Hirnschädel. Seine Ausbildung wird durch die Gehirngrösse, Bezahnung, das Muskelsystem und die Mandibelfunktionen beeinflusst.

Der Schädel entwickelt sich aus der Chorda dorsalis und dem Mesenchym des Kopfes. Durch Verknorpelung des häutigen Desmocraniums entsteht das Chondrocranium, der ungegliederte primordiale Schädel, aus dem sich das Os occipitale, Os sphenoideum, Os petrosum, Os ethmoideum und Hyoideum entwickeln. Die übrigen Knochen sind Deckknochen, dermale

[1] Dies wird auch durch jene zwei, samt ihrem Unterkiefer gefundenen Schädel unterstützt, die im Museum der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt ausgestellt sind. Ihr Unterkiefer ist kaum gebogen.

und Schleimhaut-Verknöcherungen. Die Fontanellen des jungen Schädels sind die Überreste des häutigen Schädels.

Der Schädel jeder Tierart drückt immer den Charakter der betreffenden Gruppe aus, beleuchtet ihre Lebensweise und gibt die beste Erklärung der Lebensfunktionen, individuellen und artlichen Charaktere der ausgestorbenen Arten. Der Schädel ist stets der charakteristischeste Teil des fossilen Wirbeltierskelettes.

An dem mir vorliegenden Material der Igric-Höhle kann die Entwicklung des Schädels und seine Ausbildung von kaum ein Jahr alten Jungbären bis zu senilen Exemplaren verfolgt werden.

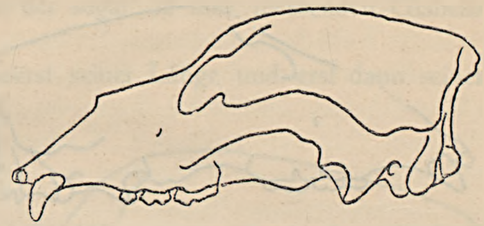
Stadium 1. Es liegen aus diesem Stadium 5, fast gleichgrosse Schädelfragmente vor. Es dominiert der kraniale Teil, dessen Oberfläche kugelig und glatt ist. Die Parietalia sind stark gewölbt und alle Suturen sind gut sichtbar. Die Stirnregion ist schmal (60—70 mm), die Processi postorbitales frontales sind zugespitzt, verschieden entwickelt und das Tympanicum tritt noch hervor. Auf der glatten Oberfläche des Schädels ist weder eine Kante, noch ein Kamm ausgebildet.

Stadium 2. Es liegen 4 Schädelfragmente vor. Im allgemeinen sind sie noch den vorerwähnten ähnlich, der Altersunterschied mag etwa 2—3 Monate ausmachen, sie sind aber schon etwas verlängert. Diese Verlängerung ist am besten bei den Frontalia, hinter den Processi postorbitales sichtbar. Leider konnte ich an diesen Resten nur das kraniale Bruchstück studieren, da ihr facialer Teil fehlt. Am Schädel treten schon schwache Kanten zum Vorschein.

Stadium 3. Es liegen aus diesem Stadium 3 Schädelfragmente von etwa 1—1½ Jahre alten Tieren vor, deren Basilarlänge 240—300 mm misst. Der Schädel verlängert sich. Diese Verlängerung ist am meisten am kranialen Teil in der Richtung des Akrokranion und am facialen Teil sichtbar. Im Zusammenhang mit der Ausbildung der Eckzähne wölben sich die Maxillen auf, während das Pars alveolaris der Maxillen sich nach hinten verlängert, um dem M^2 Platz zu sichern. Das Diastem ist kurz, es erscheinen die Cristae lambdoidalis und sagittalis, die Suturen sind alle gut sichtbar. Das Frontale wölbt sich vorne an beiden Seiten etwas hervor und verbreitert sich. Die Variabilität ist schon in diesem Alter gross und es zeigen sich die ersten Zeichen der Divergenz der zwei Typen. Es kommen breite und schmälere Formen mit breiterer und schmälerer Schnauze und Stirnregion, ferner mit dicken oder schlanken Eckzähnen zum Vorschein. Die Fossa glenoidalis erweitert und verlängert sich allmählich. Die Profillinie zwischen der Stirn und der Schnauze, sowie hinter der Sutura coronalis senkt sich etwas ein. Der Jochbogen ist schmal, das Gebiss vollständig, ohne Spuren einer Abnutzung.

Stadium 4. Die Basilarlänge variiert zwischen 332—355 mm. Der faciale Teil ist stark verlängert, es treten die ersten Zeichen einer Glabellar-Bildung in die Erscheinung. Die Crista sagittalis wird immer stärker. Von

Fig. 33. Juveniler, ca. 2 jähriger Schädel. Breiter Typus.



den mir vorliegenden Resten gehören 3 zum schmalen, der vierte zum breiten Typus. Die occipitale Oberfläche nimmt zu und die Proc. mastoidei verlängern sich. Die Suturen sind gut sichtbar. Interessant ist es, dass die Entwicklung beim schmalen Typus binnen der einzelnen Altersklassen rascher vor sich geht, als beim breiten Typus. Das Diastem ist verlängert und das Tympanicum sinkt ein. Die Stirnbreite beträgt 96—103 mm, die Breite des Arcus zygomaticus 200—205 mm. Am Gebiss lassen sich Spuren der Abnutzung noch nicht beobachten.

Stadium 5. Es liegen 14 juvenile Schädel vor, mit 365—388 mm ausmachender Basilarlänge. Von den vorliegenden Schädeln gehören 6 zum schmalen, verlängerten, 8 zum breiten Typus. Der grösste Unterschied in diesem Alter drückt sich in der Ausbildung der Schnauze und der Stirnregion aus. Im Gegensatz zum Stadium 4 ist die Entwicklung der Schnauze etwas gehemmt. Der kraniale Teil des Schädels erhöht sich, die Crista sagittalis nimmt zu. Die Profillinie ist oben gebogen und senkt sich nach hinten. Von den Suturen beginnen die S. interparietalis, die zwischen basioccipitale und basisphenoid gelegene, ferner die S. squamosa und die Occipitalsuturen ihre Abschliessung. Das Tempo der Entwicklung ist wieder beim kleinen, schmäleren Typus rascher, indem hier schon Spuren der Abnutzung am Gebiss zu beobachten sind, während dies beim breiteren Typus selten zum Ausdruck kommt und auch die Suturae interparietales und occipitales hier noch offen sind. Beim breiten Typus beträgt die Schnauzenbreite 103—109 mm, beim schmäleren Typus 82—89 mm; auch die Stirn ist beim ersteren breiter und der ganze Schädel ist dort gedrungener gebaut. Die Breite der Schnauze ändert sich mit der Entwicklung der Eckzähne. Die Eckzähne des breiten Typus sind nämlich bedeutend dicker und stärker, als die des schmäleren Typus. Der Arcus zygomaticus verbreitert sich allmählich, während die occipitale Region verhältnismässig schmal ist. Von den juvenilen Schädeln sind zwei besonders beachtenswert: der

kleine, fast entartete Schädel Nr. 69 und der lange, schmale Schädel Nr. 77, dessen Stirnregion ohne Glabellabildung in die Nasalia übergeht. Dieser Schädel zeigt den primitivsten Grad der Glabellarbildung. Den Schädel Nr. 77

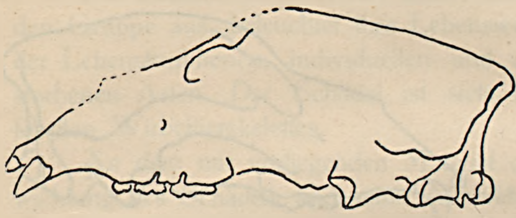


Fig. 34. Juveniler, ca. 3–4 jähriger Schädel. Schmaler Typus. Nr. 77.

vergleiche ich in der beiliegenden Tabelle mit dem *Deningeri-Stadium* des Mixnitzer Materials. Als Resultat ergibt sich, dass der Schädel Nr. 77 besonders facial länger als der Mixnitzer Typus ist, seine Schnauze ist schmäler und höher, die Occipitalfläche und der Jochbogen sind ebenfalls schmäler.

Tabelle I.	Schädel Nr. 77	Mixnitz
Basilarlänge	382	369
Profillänge	425	—
Craniallänge	201	194
Faciallänge	186	176
Vordere Augenlänge	183	178
Ob. Schnauzenlänge	—	—
Molarenlänge	88	86
Diastem	48	44
Schnauzenhöhe I.	—	—
Schnauzenhöhe II.	102	84
Stirnhöhe	—	—
Occipitalhöhe	108	—
Occipitalbreite	177	186
Temporalbreite	79	74
Stirnbreite	—	—
Jochbogenbreite	232	242
Infraorbitalbreite	84	83
Caninusbreite	88	93

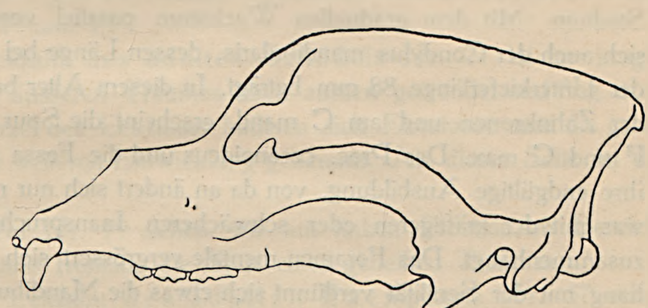
Stadium 6. Schädel von ausgebildeten, entwickelten Tieren. Die Basilarlänge variiert zwischen den Grenzwerten des kleinen (362 mm) und grossen (466 mm) Typus. Der Schädel entfaltet in diesem Stadium seinen eigentlichen Charakter. Die Entwicklung geht hier beim grossen Typus rasch und ausgiebig vor sich. Der Schädel wächst in allen seinen Massen (Breite, Höhe) rasch. Die Stirnregion verbreitert sich und wölbt sich auf, in Zusammenhang damit bildet sich die Glabella aus, die Muskelinsertionsstellen vergrössern sich, die Crista sagittalis erreicht ihre volle Ausbildung und der Jochbogen seine volle Breite. Auch das Pars glenoidalis verdickt und verstärkt sich, die Exoccipitalia verbreitern sich. Die Suturen werden abgeschlossen, der Hirnschädel übersteigt den Gesichtsschädel und die Abnutzungsspuren an den Zähnen vertiefen sich.

Im Gegensatz dazu ist das Entwicklungstempo beim kleinen Typus langsamer, der Schädel erreicht seine volle Grösse und Ausbildung bald, seine Masse bleiben weit hinter denen des grossen Typus zurück. Diese

Schädel sind klein, im allgemeinen schmal, die Eckzähne sind schlank, folglich ist auch die Schnauze schmäler. Der Schädel ist bedeutend flacher, die Stirn schmal und die Glabella steht mit ihrem 8 mm ausmachenden Minimum in krassem Kontrast zu der sogar 32 mm messenden Glabella des grossen Typus.

Der Schädel nimmt daher zuerst seiner Länge und erst dann seiner Höhe und Breite nach zu.

Fig. 35.
Ursus spelaeus, adult.
Grosser Typus.



Im Zusammenhang mit dem fortschreitenden Alter werden die Muskelinsertionsstellen, Kanten und Kämme immer markanter, die Zähne werden tief abgenutzt, wodurch oft die Pulpaöffnung freigelegt wird, was dann manchmal infolge einer Infektion zu Erkrankungen führt. Auf der äusseren Seite der Alveolen tritt infolge des Druckes der umgrenzenden Weichteile oft Atrophie ein und auch die Alveole des ausgefallenen Zahnes verwächst oft.

Unter den Mandibeln ist das jüngste Stadium durch einen fragmentären Unterkiefer mit der Alveole des M_3, vor dem Proc. condyloideus, ferner mit dem M_2, dessen zwei Wurzeln unten offen sind und mit den Alveolen des M_1 repräsentiert. Der Unterkiefer ist etwa 150 mm lang, die Corpushöhe beträgt vor dem M_2 30 mm.

Die Länge der Mandibula Nr. 5 beträgt 176 mm. Das Corpus ist im Verhältnis zum vorhergehenden Stadium nur seiner Länge nach grösser. Der M_3 steht zur Horizontallinie unter etwa 80 gradigem Winkel, hinter den Alveolen des P_4, M_1 und M_2 — er ist eben im Durchbruch begriffen. Am kurzen Diastem sehen wir vor P_4 eine kleine Alveole; P_4 ist noch nicht in seiner normalen Lage, I_3 ist eben im Durchbruch begriffen. Hinter ihm ist lingual die Spitze des C, buccal der Wurzelrest des dc sichtbar.

Die folgenden, 180—197 mm langen Unterkiefer zeigen im allgemeinen dieselben Verhältnisse, der Eckzahn beginnt aber bei diesen schon seine Wanderung, indem er von der lingualen Seite auf die buccale wandert, wodurch dann I_3 und I_1 an einander rücken und I_2 hinter und zwischen sie gerät.

Im Stadium von 210—230 mm Länge wächst der Unterkiefer ausser der Längsrichtung auch seiner Breite und Höhe nach. Die Foramina mentalia und Fossa masseterica nehmen allmählich zu, M_3 rückt immer mehr in die Ebene der molaren Reihe. Auch P_4 erreicht seine normale Lage und der Eckzahn beginnt sich kräftig zu entwickeln.

Die Länge des durchschnittlichen adulten Unterkiefers schwankt zwischen 286—361 mm. Die beiden Typen der Mandibeln divergieren erst in diesem Stadium. Mit dem graduellen Wachstum parallel verdickt und vergrössert sich auch der Condylus mandibularis, dessen Länge bei 354 mm ausmachender Unterkieferlänge 88 mm beträgt. In diesem Alter beginnt die Abnutzung der Zahnkronen und am C mand. erscheint die Spur der Einwirkung des I^3 und C max. Der Proc. coronoideus und die Fossa masseterica erreichen ihre endgültige Ausbildung, von da an ändert sich nur mehr ihre Oberfläche, was mit der kräftigeren oder schwächeren Inanspruchnahme der Muskeln zusammenhängt. Das Foramen mentale vergrössert sich und im Zusammenhang mit der Senilität verdünnt sich etwas die Mandibula. Das Verwachsen der Zahnalveolen ist ebenso wie an den Maxillen, auch hier eine normale senile Erscheinung.

D) PATHOLOGISCHE VERÄNDERUNGEN.

Die pathologischen Fälle des Igricer Materials hat z. T. schon Tivadar Kormos behandelt und neuerdings untersucht sie András Kubacska, der aus dem Kreise der Bären bereits zahlreiche pathologische Fälle studiert hat. Pathologische Veränderungen kommen an den Schädeln aus der Igric-Höhle, abgesehen von dem einzigen atypischen Fall des kleinen Typus nur bei den Schädeln des grossen Typus vor. Die Mehrzahl der Befunde ist Folge von Kämpfen, was wir im Folgenden beachten müssen.

Schädel des ausgewachsenen Tieres Nr. 37. Der linke P^4 ist infolge eiternder Entzündung ausgefallen und die Zahnalveole ist teilweise verwachsen. Die Entzündung breitete sich nur gegen das Diastem u. zw. auch in dieser Richtung nur um 1 cm aus, im übrigen beschränkt sie sich auf die Alveole.

Schädel des senilen Exemplares Nr. 54. Der M^1 erlitt buccal eine Fraktur, die in schräger Richtung auch die Wurzelregion lädierte und diese pathologisch veränderte. Die Bruchfläche ist schon abgerundet, dass aber das Tier infolge der Fraktur eine zeitlang nur auf der anderen Seite zu kauen imstande war, geht aus der abnormal grösseren und ebenso tieferen Abnutzung der linken molaren Reihe hervor.

Am adulten Schädel Nr. 56 sehen wir an der linken Maxillen-

hälfte eine mächtige Verletzung. Infolge einer Kampfverletzung ist die Eckzahnregion bis zum I^1 verletzt. Die daraus resultierende Knochenhautentzündung ergriff später auch das Knochenmark, blähte das ganze Gebiet des Caninus auf und entstellte die Schnauze vollkommen. Die eiterige Entzündung war besonders in der Nähe der Wurzelspitze ausgedehnt und verursachte bis zum I^1 eine starke Resorbtion. Die Entzündung muss aber nicht bösartig gewesen sein und die kranke Oberfläche verheilte schön, besonders an der Stelle des I^2 und I^3.

Der linke Eckzahn des adulten Schädels Nr. 21 ist im jungen Alter infolge eines äusseren Traumas nach aussen gewendet und fing an zu eitern. An der Wurzel des Eckzahns bildeten sich Exostosen und die ganze Wurzel blieb in der weiteren Entwicklung gehemmt. An dieser Seite ist das Diastem kürzer.

Am Schädel Nr. 19 sehen wir am linken Frontale im Bereiche des Proc. postorbitalis frontalis die Spur eines geheilten Traumas.

Am rechten Eckzahn des adulten Exemplars Nr. 57 sehen wir eine geringe Eiterung der Wurzelregion. Die Eiterung überging auch auf die Wand der Alveole. Infolge der Eiterung wurde ein Teil des Wurzelendes resorbiert.

Eine interessante Verletzung erlitt der etwa 3 Jahre alte Schädel Nr. 96. Diese dürfte das Tier im frühen Altersstadium lädiert haben. Die Verletzung ist an den Parietalien beiderseitig unweit der Crista lambdoidalis geheilt und bestand in am Schädeldach deutlich erkennbaren Bisspuren. In der Umgebung des rechten Proc. postorbitalis frontalis ist die Stirn infolge der Verletzung ganz eingedrückt, so dass der Schädel völlig asymmetrisch geworden ist. Auch an dieser Stelle ist die Heilung vollständig, so dass das Tier wahrscheinlich infolge eines anderen Grundes einging.

Das linke Os zygomaticum des juvenilen Schädels Nr. 43 ist vor dem Proc. zyg. squam. frakturiert. Die Bruchfläche wird vom neugebildeten Bindegewebe zusammengehalten. Am Os zygomaticum ist hinter dem Proc. postorbitalis jugalis die Spur einer Fissur zu sehen. Das Tier dürfte einen starken Hieb erlitten haben, der den Jochbogen gegen die Orbita-Wand drückte. Das Tier ging noch vor der völligen Heilung seiner Wunde ein.

Am jungen Schädel Nr. 8 zeigen sich links, neben dem C maxillaris lingual zwei einander gegenüberstehende, überzählige Incisivi. Das Vorhandensein von überzähligen Zähnen (Dentes supernumerarii) spricht entweder für Atavismus, da die Ahnen der meisten Säugetiere mehr Zähne besessen haben, oder es ist ein atypischer Fall.

Der Processus coronoideus eines alten Tieres ist 16 mm oberhalb der Incisura mandibularis in horizontaler Richtung gebrochen, der Proc. condyloideus

blieb aber unversehrt. Die Bruchflächen werden z. T. von Kallus zusammengehalten, ein Teil steht aber noch frei, d. h. die Fraktur ist nur teilweise verschmolzen.

Die letzten zwei Fälle erwähnt schon KORMOS in seiner zitierten Arbeit (Állattani Közlemények, Zoologische Mitteilungen, Bd. XIV, 1915, pag. 245).

Die geringe Zahl der pathologischen Veränderungen fiel mir auch neuerdings bei meinen gelenksmechanischen Untersuchungen der Extremitätenknochen der Igricer Höhlenbären auf. Ich fand auch an diesen meistens nur im Bereiche der Insertionsflächen kleinere—grössere Veränderungen, wie z. B. Exostosen, Myostosen. Interessant ist die Häufigkeit des Foramen supratrochleare am Humerus des kleinen Typus und hauptsächlich die Veränderung der distalen Gelenkflächen der Tibien. Diese Erscheinung, die bei *Ursus arctos* und an einer *Ursus deningeri*-Tibia aus Ungarn nicht ausgebildet ist, fand ich schon an ganz jungen Höhlenbärentibien und noch mehr ausgeprägt an den Tibien des kleinen Typus. Alldies werde ich aber erst im Rahmen einer späteren Arbeit eingehend besprechen.

IV. Zusammenfassung.

Vor allem teile ich die Resultate der Messungen des Igricer und Mixnitzer Materiales in zwei Tabellen mit:

Tabelle 2.

GROSSER TYPUS		
	Igric	Mixnitz
Basilarlänge	466—405	462—402
Profillänge	522—450	523—451
Craniallänge	255—215	252—201
Faciallänge	217—182	217—181
Vordere Augenlänge	222—179	216—180
Ob. Schnauzenlänge	415—351	411—355
Molarenlänge	106—89	104—87
Diastem	59—39	68—35
Schnauzenhöhe I	115—86	104—80
Dto II	133—99	113—89
Stirnhöhe	190—148	192—141
Occipitalhöhe	140—110	147—112
Occipitalbreite	259—193	248—188
Temporalbreite	97—78	99—77
Stirnbreite	156—116	181—124
Jochbogenbreite	340—256	324—258
Infraorbitalbreite	110—88	114—83
Caninusbreite	122—101	128—99
Glabella	32—16	29—13

Tabelle 3.

KLEINER TYPUS		
	Igric	Mixnitz
Basilarlänge	398—362	384—344
Profillänge	450—400	420—384
Craniallänge	217—184	200—179
Faciallänge	197—173	182—164
Vordere Augenlänge	191—163	179—152
Ob. Schnauzenlänge	349—307	327—301
Molarenlänge	97—87	91—78
Diastem	56—39	48—31
Schnauzenhöhe I	95—76	75—65
Dto II	113—94	88—78
Stirnhöhe	148—120	140 - 123
Occipitalhöhe	117—95	112—98
Occipitalbreite	194—169	192—160
Temporalbreite	90—74	83—71
Stirnbreite	131—102	140—106
Jochbogenbreite	266—232	237—225
Infraorbitalbreite	97—82	90—79
Caninusbreite	104—91	99—86
Glabella	23—8	24—13

Vergleichen wir den grossen Typus von Mixnitz und aus der Igric-Höhle, so sehen wir, dass die Grössendifferenz nicht wesentlich ist. Die Schnauze der Igricer Schädel ist aber im allgemeinen etwas länger, höher und schmäler, ihr Diastem ist kürzer, ihre Glabella durchschnittlich tiefer, die Stirn schmäler, der Jochbogen breiter, die Occipitalfläche niedriger, aber breiter.

Das Resultat des Vergleiches der Mixnitzer Zwergschädel und der kleinen Typen von Igric ist das Folgende:

Ein grösserer Unterschied besteht nur in der Profillänge und der Länge der oberen Schnauze der Igricer Schädel, da der kleine Typus von Igric mehr verlängert ist, seine Schnauze aber höher und etwas breiter, seine Stirn flacher und schmäler ist. Seine Glabella ist ebenfalls kleiner, da das Minimum 8 mm beträgt (Nr. 47), während in Mixnitz das Minimum 13 mm beträgt. Die Occipitalfläche der kleinen Schädel von Igric ist etwas höher und breiter, folglich ist auch ihr Jochbogen breiter.

Aus dem Vergleich der Massangaben, wie diese in Tabelle 2 und 3 dargestellt sind, erhellt, dass die zwei Typen von Mixnitz ihrer Grösse nach mehr divergieren, als die von Igric, von denen auch Übergangsformen bekannt sind. Demgegenüber zeigt der Schädelcharakter am Igricer Material eine entschiedenere Divergenz.

Auf Grund meiner Schädelmessungen und vergleichenden Unter=suchungen kann ich demnach feststellen, dass auch in der Igric=Höhle, wie in Mixnitz zwei, ihrer Grösse und ihrem Typus nach verschiedene Bären=formen wohnten. Während aber in Mixnitz nur 9 Schädel zum kleinen Typus gehören, liegen aus der Igric=Höhle 28 Schädel von diesem Typus vor. Diese zwei Typen sind auch aus anderen Höhlen Ungarns bekannt, so aus der Oncsásza=Höhle im Komitat Bihar und aus der Szeleta=Höhle im Komitat Borsod. Zu beachten ist, dass in Ungarn unter den Resten des Höhlenbären nicht die kleinen Schädel von Igric die kleinsten sind, da z. B. die Bären der Solymárer Höhle kleiner als die von Igric sind, indem sie nicht einmal die Masse der entsprechenden Knochen des *Ursus arctos* L. erreicht haben (KUBACSKA: Barlangvilág, 1927, Bd. I, Heft 1—4).

Dass jedes Gebiet seine verschieden spezialisierten und verschieden variierenden Bären besitzt, dass ferner in der Grösse und in den degenera=tiven Eigenschaften Unterschiede auftreten und endlich, dass neben riesigen typischen *Ursus spelaeus*=Schädeln auch kleinere, anders gestaltete Formen auftreten, das geht auch schon aus ausländischen Funden hervor.[1]

Eben dieser Umstand, dass nämlich beide Typen von allen grösseren Fundorten bekannt und zum Vorschein gekommen sind, führt meine Fol=gerungen in Bezug auf die Klärung der beiden Typen in eine von der Mixnitzer Monographie abweichende Richtung.

Das Leben der Bären von Mixnitz kann vom *Ursus Deningeri*=Typus der Knochenbreccie bis zu den verkümmerten Zwergformen der oberen Chiropterit=Schicht verfolgt werden. Eine ähnliche Schichtenserie lässt sich in der Igric=Höhle nicht nachweisen, da die Knochenreste in der uniformen

[1] EHRENBERG: Neue Ausgrabungen in österreichischen Höhlen. (Verh. der Zool. Bot. Ges., Wien, 79, 1929.)

Lehmschicht des Knochensaales wirr durcheinander, oft ineinandergekeilt herumlagen. Eben deshalb ist es auffallend, dass die Zahl der kleinen Schädel in der Igric-Höhle bedeutend grösser ist, als in Mixnitz.

Die Mixnitz-Monographie schaltet die kleinen Schädel der Drachenhöhle als verkümmerte, in ihrer Entwicklung gehemmte Individuen aus der einheitlichen Bearbeitung aus und benutzt sie zur Stütze der von Prof. Abel aufgestellten Degenerations-Hypothese.

Den Gedanken der Degeneration im Zusammenhang mit dem Aussterben des Höhlenbären warf schon Rosenmüller[1] auf. Nach Cope[2] kann die Degeneration auch unter sehr günstigen Umständen eintreten und in diesem Fall ist sie durch extreme Spezialisation charakterisiert. Nach der Mixnitzer Monographie bestehen die Charakteristika der Degeneration in der beträchtlichen Variabilität, im zahlenmässigen Übergewicht der Männchen über den Weibchen, im engen Becken, in der grossen Zahl der Frühgeburten und schweren Erkrankungen. Von diesen Charakteristika habe ich die die Variabilität beeinflussenden Faktoren schon besprochen. Frühgeburten, bezw. Embryonen konnten in der Igric-Höhle nicht nachgewiesen werden. Die pathologischen Veränderungen der Schädel sind auf Kämpfe, besonders Paarungskämpfe zurückgeleitet worden. (Mit der Proportion der Männchen und Weibchen und mit den sexuellen Unterschieden beschäftige ich mich noch später). Da die übrigen Knochenreste der Igric-Höhle bisher nicht genügend studiert sind, beschäftige ich mich mit dem Gedanken der Degeneration im Zusammenhange mit dem kleinen Typus von Igric — schon bloss wegen ihrer grossen Zahl und wegen ihrer völligen Gesundheit — vorläufig nicht eingehender. Meine weiteren lokomotorisch-mechanischen Untersuchungen werden vielleicht noch mehreres erklären.

Für die systematische Zergliederung des Materiales könnten die verschiedene Ausbildung der Stirnregion und der Fossa glenoidalis als selbständig entwickelter Charaktere sprechen. Wir könnten den Gedanken aufwerfen, dass *Ursus Deningeri* des älteren Plistozäns sich in zwei Gruppen separierte, in Rassen gliederte, wobei die eine Gruppe sich infolge der Anpassung an das harte Klima und die Pflanzennahrung zu Riesenformen entwickelte, während die zweite Gruppe nach Süden wanderte und als kleiner Typus gegen Ende der Eiszeit nach Ungarn zurückkehrte. Wir könnten auch den Gedanken aufwerfen, dass der kleine Typus überhaupt nur dann in der Igric-Höhle erschien, als der grosse Typus schon im Absterben begriffen war oder von dort verschwand. Rensch befasst sich

[1] Rosenmüller: Über fossile Knochen des *Ursus spelaeus.*

[2] Vgl. R. Hoernes: Das Aussterben der Arten und Gattungen, sowie der grösseren Gruppen des Tier- und Pflanzenreichs. Graz, 1911.

in seiner neuen Arbeit: „Das Prinzip geographischer Rassenkreise und das Problem der Artbildung“ (Berlin, 1929) mit der Tatsache, dass geographische Rassen im Laufe geologischer und klimatischer Änderungen sich einander wieder nähern und auf demselben Gebiet auftreten können. Gegen die systematische Gliederung, also gegen die Gliederung in geographische Rassen spricht aber die Tatsache, dass einerseits viele Übergangsformen, anderseits beide Typen an demselben Fundort, aus demselben Sediment neben einander zum Vorschein kommen. Geographische Varietäten können nur in dem Falle separiert werden, wenn die Fundorte von einander entfernt liegen. Im entgegengesetzten Fall scheint eine solche Trennung unter normalen Verhältnissen nicht begründet zu sein.

Es bliebe demnach die dritte Möglichkeit übrig, dass nähmlich die beträchtlichen Unterschiede innerhalb des systematisch homogenen Materiales beider Typen die Resultate der sexuellen Divergenz sind. Mit der Feststellung dieses Dimorphismus haben sich schon mehrere Autoren beschäftigt. Nach MIDDENDORFF (vgl. Mixnitz-Monographie, p. 369), ist dies selbst im Rahmen unseres rezenten Bären nicht bewiesen, indem Geschlechtsunterschiede am Schädel des Bären nicht bestehen. In der Mixnitzer Monographie wird innerhalb des grossen Typus aus der Ausbildung des M^2, des Eckzahnes und der Mandibula auf sexuelle Unterschiede gefolgert. (Entwickelter M^2, grosser, starker C und gedrungene, gebogene Mandibula charakterisieren das Männchen.) TEPPNER[1] zieht in seinen Untersuchungen der Mandibula von *Ursus spelaeus* den Grad der Ausbildung des Processus coronoideus und der Fossa masseterica, sowie die Glattheit oder Derbheit ihrer Oberfläche in Betracht (kräftig entwickelte und derbe, rauhe Muskelinsertionsstellen charakterisieren das Männchen).

Die sexuelle Separierung ist gewiss schwer und kann nur in dem Falle sicher entschieden werden, wenn wir die Individuen auf Grund der Zahl der auf einem Fundort geborgenen Rutenknochen, bezw. der samt ihren Rutenknochen gefundenen Skelette genau vergleichen und studieren.

ROSENMÜLLER war der erste Forscher, der bei der Feststellung der sexuellen Unterschiede auf Grössenunterschiede verweis.[2] Meine Folgerungen wurden durch das prozentuelle Verhalten und besonders durch die Variation gewisser Schädelregionen teilweise in dieselbe Richtung gelenkt. Ich beobachtete, dass die starke Variierung sich meistens und vorwiegend in der Ausbildung des Eckzahns und der Muskelinsertionsstellen (temporale,

[1] TEPPNER, W.: Beiträge zur fossilen Fauna der steirischen Höhlen I. (Mitteil. f. Höhlenkunde, 1, H. 7, Jahrg. 1914).

[2] ROSENMÜLLER: Abbildungen und Beschreibungen der fossilen Knochen des Höhlenbären. 1804.

jugale, occipitale Fläche) ausdrückt, d. h. eben in solchen Regionen, die beim Männchen mehr in Anspruch genommen sind und hier zu grösseren Unterschieden führten. Ich beobachtete ferner, dass die Zergliederung in ausgesprochene Typen nur in einem gewissen Alter auftritt, wie ich dies schon bei der Besprechung der einzelnen Entwicklungsstadien erwähnt habe Bis zur Separierung entwickelt sich der kleine Typus, von da angefangen der grosse Typus rascher. Diese Erscheinung könnte damit in Zusammenhang gebracht werden, dass das Weibchen früher die Geschlechtsreife erreicht, als das Männchen. Auffallend war auch, dass die zwei Typen in Ungarn sowohl aus den höher (z. B. Oncsásza-Höhle), wie aus den niedrig liegenden Höhlen (Solymárer-Höhle) zum Vorschein kamen, d. h. von der Höhe und dem Klima ganz unabhängig sind.

Der basilare Unterschied ist zwar zwischen den beiden Typen gross (22·3%), überragt aber die bei anderen Raubtieren nachweisbaren sexuellen Grössenunterschiede nicht. Für die sexuelle Separierung spricht ausserdem die grosse Zahl der kleinen Schädel und die starke individuelle Variation innerhalb beider Gruppen. Auch die Ausbildung der Stirn und der Glabella habe ich vom sexuellen Standpunkt erörtert, wie auch die zweifache Ausbildung der Fossa glenoidalis. Dieser Gedanke wird auch von der Erscheinung unterstützt, wonach infolge von Kämpfen entstandene pathologische Veränderungen nur bei den grossen, bezw. männlichen Schädeln vorkommen.

Die Igric-Höhle im Komitat Bihar war demnach während des Hochmousteriens und unteren Aurignaciens (MÁRTON ROSKA[1] zählt die in der Höhle gefundenen bearbeiteten und retuschierten Knochensplitter zum Hochmousterien, während H. BREUIL, der die Höhle im Jahre 1924 besuchte, sie in das Aurignacien einreihte[2]) von einer systematisch homogenen, sexuell aber gut separierten Bärenart bewohnt, die sie samt den übrigen Höhlen des Bihargebietes zu ihrem ständigen Wohnort wählte. Diese Art repräsentiert nach den bisherigen Untersuchungen einen starken, entwickelten Stamm und als eine am Ende ihrer Stammesentwickelung angelangte Riesenform kämpfte sie mit der vollen Kraft ihres raschen Entwicklungs- und Anpassungsvermögens gegen die rauhen Verhältnisse der Eiszeit und gegen die Gefahr des Aussterbens.

Der mächtige, durch eine gewölbte Stirn charakterisierte Schädel, der dicke, starke Eckzahn, die entwickelte Muskulatur

[1] ROSKA, M.: Die Knochenindustrie des Mousterienhorizonts in Siebenbürgen. (Demetrykiewitsch-Festschrift, 1930).

[2] BREUIL, H.: Stations paléolithiques en Transylvanie. (Bull. de la Soc. des Sciences de Cluj, II, 1925, pag. 193—217).

und bedeutende Körperkraft des herumwandernden Männchens verteidigte gegen die Angriffe des Feindes sicher das kleinere, schwächere Weibchen, dessen etwas längere Schnauze, flachere Stirn und mehr carnivorenartig gestaltete Mandibularartikulation einen mehr konservativen, primitiveren Typus repräsentiert.

Diese Art variierte infolge ihrer natürlichen und individuellen Variabitität und infolge der Adaptation sehr bedeutend und verbreitete sich in der Karpaten-Kette, ferner im Bihar-Gebirge weit. Die Ursache ihres raschen Aussterbens wird seit langem erforscht, gedeutet und kann wahrscheinlich mit dem natürlichen Veraltern der Art und ihrer Überspezialisation in Zusammenhang gebracht werden. Grosswüchsige Arten gehen ausserdem mangels an Nahrung rascher zugrunde, vermehren sich langsamer, sie besitzen weniger Nachkommen. Gewissermassen kommt auch die Jagd des Urmenschen in Betracht.

Ich hoffe, dass all das, wozu ich durch meine Untersuchungen geleitet wurde, nicht bloss einen akademischen Wert besitzen wird und bin zufrieden, wenn es mir gelungen ist, das Problem unseres Bären in paläontologischer Hinsicht etwas aufzuklären.

TABELLEN

	Grosse Schädel								
	Basilar-länge	Profil-länge	Cranial-länge	Facial-länge	Vordere Augen-länge	Obere Schnau-zenlänge	Molaren-länge	Diastem	Schnau-zen-höhe I
	in Millimeter								
1	422	469	224	195	191	361	94	55	101
2	428	478	228	200	187	372	100	48	101
3	434	498	234	199	197	397	97	47	95
4	432	494	227	200	202	393	96	48	101
5	445	485	241	206	195	376	102	46	101
6	426	492	228	200	198	390	94	47	110
7	441	502	237	204	206	399	98	47	107
10	435	507	232	203	196	392	101	52	110
11	432	465	230	203	190	358	101	50	102
12	464	522	249	213	207	415	97	59	115
13	436	485	236	202	196	372	95	48	—
14	405	450	215	190	179	—	99	47	—
15	433	480	228	204	196	367	103	43	99
16	410	467	215	196	187	366	91	49	106
17	466	521	253	213	207	412	99	51	—
18	453	512	243	211	209	—	101	47	—
19	436	500	228	209	203	385	99	55	103
20	443	510	235	214	205	402	97	53	104
21	444	488	241	207	198	380	97	53	102
23	437	472	234	204	195	351	94	48	99
24	440	489	243	199	190	369	98	42	110
26	425	484	232	193	179	—	103	41	—
31	—	—	—	—	—	370	102	43	101
32	427	487	226	198	196	—	98	51	—
33	430	473	230	202	194	—	94	53	—
36	462	520	247	217	222	400	98	55	110
37	457	521	249	207	208	—	98	48	—
38	412	473	220	193	189	369	96	45	88

Grosse Schädel									
Schnauzenhöhe II	Stirnhöhe	Occipitalhöhe	Occipitalbreite	Temporalbreite	Stirnbreite	Jochbogenbreite	Infraorbitalbreite	Caninbreite	Glabella
in Millimeter									
114	167	121	229	95	145	286	97	117	28
114	165	135	222	94	137	304	95	113	32
120	151	130	239	92	128	308	93	114	22
112	164	133	246	89	135	328	102	121	27
123	170	130	238	94	143	322	103	116	29
133	190	138	244	88	150	315	103	120	27
122	175	119	246	96	147	301	97	118	19
130	180	127	235	85	143	298	96	114	28
120	163	118	204	86	130	282	99	—	29
132	170	129	235	97	148	303	101	—	23
122	185	126	229	84	139	291	95	116	30
116	158	112	209	78	126	267	94	—	18
111	154	120	219	87	ca. 130	278	96	110	28
126	161	126	238	79	130	ca. 300	94	ca. 108	26
124	175	140	259	88	151	ca. 340	105	—	28
128	160	125	230	83	134	ca. 306	98	—	21
128	178	131	—	78	140	—	97	—	24
122	175	133	230	89	148	—	101	113	31
116	166	124	230	87	145	ca. 322	99	—	29
113	163	120	—	82	123	ca. 288	88	105	18
117	179	128	228	78	136	ca. 284	94	114	24
110	—	125	247	87	123	ca. 306	102	118	21
120	173	124	239	90	150	ca. 318	—	—	23
115	165	130	233	93	137	ca. 282	97	—	16
112	153	116	228	—	127	—	92	—	19
125	176	122	—	92	145	—	99	—	24
124	179	132	250	92	153	—	107	122	19
111	155	128	226	84	128	—	93	108	18

Grosse Schädel									
	Basilarlänge	Profillänge	Craniallänge	Faciallänge	Vordere Augenlänge	Obere Schnauzenlänge	Molarenlänge	Diastem	Schnauzenhöhe I
in Millimeter									
40	415	463	221	196	188	365	99	39	86
41	434	494	235	201	196	388	98	55	—
44	428	496	228	202	193	393	91	48	95
45	429	—	247	182	182	—	91	53	—
48	429	484	240	194	196	—	96·5	43	—
49	448	498	247	207	—	391	98	49	98
51	406	455	218	193	187	—	92	52	—
52	—	—	226	—	—	—	—	—	—
54	—	—	233	—	—	—	98	44	—
55	440	492	231	217	207	377	102	49	100
56	447	506	254	205	198	396	94	44	100
57	443	497	238	206	206	—	93	56	—
59	444	490	241	206	—	—	103	48	—
61	418	458	215	198	183	360	99	43	95
63	416	469	223	195	188	—	93	46	—
65	—	—	230	—	—	—	96	—	—
80	423	480	231	194	187	381	101	47	97
83	429	475	240	194	192	—	89	48	—
88	428	476	230	204	—	380	98	46	95
89	465	521	255	213	207	—	106	56	—
94	453	511	244	210	211	—	103	47	—
95	445	500	242	207	—	—	95	56	—

Grosse Schädel									
Schnauzenhöhe II	Stirnhöhe	Occipitalhöhe	Occipitalbreite	Temporalbreite	Stirnbreite	Jochbogenbreite	Infraorbitalbreite	Caninbreite	Glabella
in Millimeter									
101	153	120	205	88	130	—	89	101	25
115	172	136	254	81	151	319	103	—	26
105	150	128	219	83	133	282	91	—	22
—	—	—	224	88	—	293	97	109	—
113	172	126	—	83	149	ca. 292	100	111	22
119	175	123	—	90	147	—	104	122	21
99	154	110	193	79	117	ca. 256	93	—	25
108	162	121	—	85	125	—	—	—	21
112	—	136	—	—	—	284	91	—	23
113	155	122	—	88	139	295	99	119	18
119	179	136	226	81	156	312	107	—	29
114	157	127	214	82	136	276	98	111	23
106	152	126	222	83	138	—	100	—	22
108	148	125	200	81	126	ca. 276	88	104	21
111	148	123	222	82	—	—	93	—	—
117	174	126	219	92	137	283	103	—	—
118	167	137	231	93	116	ca. 294	99	115	29
117	166	124	226	84	135	—	92	108	16
108	171	129	—	92	143	ca. 286	101	113	27
—	—	137	—	85	—	—	110	121	—
113	172	132	243	95	148	—	106	—	—
114	161	132	236	90	—	—	102	—	—

Kleine Schädel									
	Basilarlänge	Profillänge	Craniallänge	Faciallänge	Vordere Augenlänge	Obere Schnauzenlänge	Molarenlänge	Diastem	Schnauzenhöhe I
	in Millimeter								
8	363	400	185	180	164	307	90	47	89
25	382	435	198	184	177	335	88	53	89
29	396	445	209	187	178	339	90	45	89
30	386	431	206	181	173	329	92	48	89
35	363	419	191	173	167	313	87	42	83
39	387	437	184	196	180	333	94	51	77
42	378	422	196	182	176	318	91	46	82
46	398	443	215	185	178	339	93	45	86
47	398	442	203	197	187	—	94	45	—
50	—	—	216	—	—	331	91	—	—
60	389	432	207	186	172	332	92	50	83
62	397	441	207	192	187	—	93	46	—
67	—	450	—	188	180	349	89	56	84
68	378	422	199	185	—	—	97	46	—
70	381	424	196	190	—	—	—	—	—
71	394	446	210	190	187	343	91	48	86
73	385	429	208	183	170	326	—	—	76
75	—	433	—	186	176	—	94	46	—
76	386	436	205	186	178	343	91	48	88
78	—	—	—	191	191	—	91	47	95
79	381	424	198	186	180	327	88	48	83
81	382	428	196	190	182	—	92	52	—
82	362	—	191	173	163	—	91	44	88
85	372	420	191	185	175	321	94	39	76
87	—	431	—	184	178	—	90	41	—
90	398	440	217	187	183	337	88	55	81
93	375	412	200	179	169	317	88	42	78

Kleine Schädel									
Schnauzenhöhe II	Stirnhöhe	Occipitalhöhe	Occipitalbreite	Temporalbreite	Stirnbreite	Jochbogenbreite	Infraorbitalbreite	Caninbreite	Glabella
in Millimeter									
102	130	95	170	83	106	235	82	103	21
100	139	108	180	82	119	ca. 266	85	93	18
103	148	112	190	84	131	257	94	—	22
94	140	114	—	84	119	ca. 256	90	92	22
100	130	103	187	74	102	242	84	—	16
98	126	100	178	78	112	ca. 238	85	98	11
100	135	117	191	85	124	—	86	—	16
98	141	112	186	84	125	263	91	99	23
101	125	110	187	84	112	ca. 252	94	—	8
101	144	112	194	85	129	256	91	—	20
99	133	110	185	81	121	251	86	102	19
—	140	110	187	81	129	ca. 254	95	—	—
104	141	—	—	80	113	—	90	—	19
101	140	103	—	83	117	ca. 246	88	98	17
113	145	110	179	83	128	—	85	—	16
104	133	110	183	83	120	ca. 250	91	—	19
101	136	112	193	76	115	255	91	—	21
113	137	—	—	79	115	—	86	91	18
109	135	113	183	85	113	ca. 246	86	95	17
103	134	—	—	90	—	—	97	104	16
96	126	105	169	81	113	—	86	—	16
102	141	109	—	87	117	ca. 232	85	—	16
99	127	103	182	80	118	ca. 252	82	—	13
96	131	106	173	80	110	236	83	91	16
99	146	—	—	87	131	—	87	—	21
100	146	108	192	88	124	247	88	—	19
94	120	102	191	86	104	236	83	92	13

LITERATUR.

Abel, O. und Kyrle, G.: Die Drachenhöhle bei Mixnitz. 1931, Wien.

Abel, O.: Grundzüge der Palaeobiologie der Wirbeltiere. 1912, Stuttgart.

Abel, O.: Gedanken über die Ursachen der Degeneration und deren phylogenetische Be-deutung. (Palaeontologia Hungarica, Vol. I, p. 59, 1921—23.)

Abel, O.: Palaeobiologie und Stammesgeschichte. Jena, 1929.

Antonius, O.: Über einen primitiven Schädel des Höhlenbären. (Akademischer Anzeiger der K. Akademie der Wissenschaften, Nr. 10, Wien, 1923.)

Blainville: Osteographie der Gattung Ursus. Paris.

Brandes, G.: Über eine Ursache des Aussterbens einiger diluvialer Säugetiere. (Correspon-denzblatt der deutschen anthropologischen Gesellschaft, Nr. 10, 1900, Halle.)

Breuil, H.: Stations paléolitiques en Transylvanie. (Bulletin de la Societé des Sciences de Cluj, II, p. 193—217, 1925.)

Bronn, H. G.: Klassen und Ordnungen des Tierreiches. Bd. VI, Leipzig, 1859—1909.

Cholnoky, J.: Általános földrajz. Bd. II, Budapest, 1923 (nur ungarisch).

Entz, B.: A csont növekedése és a csontsebek gyógyulása. (Természettudományi Közlöny, Bd. LXIII, H. 927, Budapest. Nur ungarisch.)

Ehrenberg, K.: Eine plistozäne Höhlenfauna aus der Hochgebirgsregion der Ostalpen. (Palaeobiologica, Bd. II, p. 304, 1929.)

Ehrenberg, K.: Neue Ausgrabungen in österreichischen Höhlen. (Verhandlungen der zoologisch-botanischen Gesellschaft in Wien, 79, 1929.)

Fraas, E.: Die Sybillenhöhle bei Kirchheim und die Charlottenhöhle bei Hürben. (Würt-tembergische Jahreshefte, Bd. 50, p. 62, 1894.)

Freudenberg, W.: Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa. (Geologische und palaeontologische Abhandlungen, N. F., 12, H. 4—5, 1914.)

Gross, J. C.: Kiefer und Zahnerkrankungen bei *Ursus spelaeus.* (Centralblatt für Mine-ralogie etc. Abt. B, Nr. 4, p. 187—190, Jahrg. 1931.)

Hochstetter, F.: Über Reste von Höhlenbären aus der Igricer Höhle im Biharer Comitat. (Verhandlungen der K. K. Geologischen Reichsanstalt, Jahrg. 1875.)

Hoernes, R.: Das Aussterben der Arten und Gattungen sowie der grösseren Gruppen des Tier- und Pflanzenreiches. (Festschrift der K. K. Karl Franzens-Universität in Graz, 1911.)

Hutyra-Marek: Spezielle Pathologie und Therapie der Haustiere.

Koch, C. Alb.: Riesentiere der Urwelt. Berlin, 1845.

Koenigswald, R.: Beiträge zur näheren Kenntnis der Gattung Ursavus in Schwaben. (Centralblatt für Mineralogie etc., Abt. B., 1925.)

Kormos, T.: Über die Resultate meiner Ausgrabungen im Jahre 1913. (Jahresberichte der Kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt, p. 559, 1913.)

Kormos, T.: Neue Ausgrabungen in der Igric-Höhle. (Jahresberichte der Kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt, p. 600, Jahrg. 1915.)

KORMOS, T.: Über die überzähligen Praemolaren des Höhlenbären *Ursus spelaeus* Blmb. (Barlangkutatás, Bd. II, H. 4, p. 229—332, 1914, Budapest.)
KORMOS, T.: Über krankhafte Veränderungen an fossilen Knochen. (Állattani Közlemények, Bd. XIV, 1915, p. 277, Budapest.)
MARINELLI, W.: Grundriss einer funktionellen Analyse des Tetrapodenschädels. (Palaeo-biologica, Bd. 2, p. 128, 1929.)
MAYER, C.: Über krankhafte Knochen vorweltlicher Tiere. (Nova Acta acad. caes. Leop.-Carol. nat. curios., Vol. XXIV, Breslau, 1854.)
MAYER, I.: Magyarország kihalt és ma is élő medvéi. (Természettudományi Közlöny, Jahrg. 1928, H. okt.-dec. Nur ungarisch.)
MAYER, I.: Die stammesgeschichtliche Stellung des Ursus Böckhi Schloss. (Földtani Köz-löny, Bd. 58, Jahrg. 1928.)
MAYER, I.: Atavistische Züge am Gebiss des Höhlenbären der Szeleta-Höhle bei Miskolc, (Földtani Közlöny, Bd. 56, 1926.)
PRIMICS, Gy.: Ősemlősök csontjai a pesterei barlangból. (Orvos-természettudományi Értesítő Bd. V. Nur ungarisch.)
REICHENAU, W.: Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mos-bach und Mauer. (Abhandlungen der Grossherzoglich Hessischen Geologischen Lan-desanstalt zu Darmstadt, 1908.)
ROEDIGER, L.: A pesterei barlang helyszínrajza. (Orvos-természettudományi Értesítő, Jahrg. 1881. Nur ungarisch.)
ROSENMÜLLER, J. CH.: Über fossile Knochen des *Ursus spelaeus.*
ROSENMÜLLER, J. CH.: Abbildungen und Beschreibungen der fossilen Knochen des Höhlen-bären. Weimar, 1804.
ROSKA, M.: Die Knochenindustrie des Mousterienhorizonts in Siebenbürgen. (Demetrykiewits Festschrift, 1930.)
SOERGEL, W.: Der Bär von Süssenborn. (Jahrbuch für Mineralogie etc., Bd. 54, 1926.)
SCHLOSSER, M.: Über die Bären und bärenähnlichen Formen des europäischen Tertiärs. (Palaeontographica, Bd. 46. 1899, Stuttgart.)
SCHLOSSER, M.: Die Tischoferhöhle bei Kufstein. (Abhandlungen der math.-phys. Klasse der kgl. Bayer. Akademie der Wissenschaften, Bd. 24, 1910.)
THEMÁK, E.: Az igrici csontbarlangról. (Földtani Közlöny, Jahrg. 1871, p. 146, Budapest. Nur ungarisch.)
TEPPNER, W.: Beiträge zur fossilen Fauna der steyrischen Höhlen I. (Mitteilungen für Höhlenkunde, H. 1, Jahrg. 7, 1914.)
ZIMMERMANN, Á.: Háziállatok anatomiája. Budapest. (Nur ungarisch).